

N° d'ordre : 2451

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE SCIENCES DU VIVANT, GEOSCIENCES,
SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT "

Par **Yann BALOUIN**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : GEOLOGIE MARINE - OCEANOGRAPHIE

Les embouchures mésotidales (*tidal inlets*) et leur relation avec les littoraux adjacents - Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal.

Soutenue le 18 décembre 2001

Après avis de MM. les professeurs

J-P. BARUSSEAU

M. STIVE

Rapporteurs

Devant la commission d'examen formée de :

MM.	J-P BARUSSEAU, Professeur	<i>Rapporteur</i>
	P. BUAT-MENARD, Directeur de Recherche	<i>Président du jury</i>
	P. CASTAING, Professeur	<i>Directeur de thèse</i>
	T. GARLAN, Ingénieur	<i>Examineur</i>
Mlle	H. HOWA, Maître de Conférences	<i>Examinatrice</i>
MM.	D. MICHEL, Maître de Conférences	<i>Rapporteur de soutenance</i>
	M. STIVE, Professeur	<i>Rapporteur</i>

2001

Remerciements

Ce mémoire est l'aboutissement de trois ans de travaux consacrés aux processus hydrosédimentaires affectant les environnements côtiers sableux, et les domaines d'embouchures. S'il est vrai que l'idée de chercheurs travaillant sur une plage ensoleillée du Sud Portugal peut faire sourire, la compréhension de la mise en place de ces systèmes et de leur évolution reste primordiale et demeure l'un des grands thèmes de la sédimentologie et de l'océanographie actuelles.

Ce travail, cette passion, est avant tout un travail de terrain, de naturaliste, et un travail d'équipe. Il n'aurait pu aboutir sans un inébranlable optimisme et une myriade de rencontres, collaborations, soutiens, que je tiens à remercier ici.

Tout d'abord, je dois remercier Hélène Howa, La Chef, sans qui je n'aurai peut être jamais découvert la joie de courir après les fameux petits grains de sable rouge. Elle a cru en moi, a su canaliser mon "sale caractère de breton" et reste inimitable lors qu'elle motive les troupes avant une manip' ou un congrès. Merci pour les longues soirées passées à relire mon œuvre ! pour les discussions philoso-scientifiques sur la dune d'Ancão à comprendre le pourquoi du comment de la Barra Nova. Merci aussi pour l'ambiance du terrain, la clairvoyance des commentaires, la motivation à toute épreuve, le respect des initiatives personnelles, ...

Je tiens à remercier tous les autres membres de mon jury:

- Le professeur Patrice Castaing, directeur de mes travaux de thèse, qui a su m'accorder une grande confiance et un grand degré de liberté, indispensables à mon "épanouissement scientifique".

- Patrick Buat-Menard, qui m'a accueilli dans son laboratoire et a soutenu ce travail de sa préparation à son aboutissement ultime.

- Le Professeur Jean-Paul Barusseau, rapporteur de ce travail, et qui est sans doute à l'origine de mon orientation progressive vers les environnements côtiers sableux. C'est par ses cours à Perpignan sur le transport sédimentaire, que j'ai découvert le fonctionnement des plages et ma passion pour le domaine littoral. Il a suivi mes travaux depuis plus de six ans en étant rapporteur de mon mémoire de maîtrise, puis mon rapporteur de thèse. J'apprécie ces commentaires avisés et c'est avec un grand plaisir que je le retrouve régulièrement dans les congrès.

- Le professeur Marcel Stive, grand connaisseur des "tidal inlets", qui a accepté d'être rapporteur de ce doctorat et a accepté ma première publication scientifique au Journal of Coastal Research. Merci pour ses commentaires éclairés et son soutien. Merci également pour cette soirée mémorable dans les bars de Lund en compagnie de tous les "Grands" inletguys !!

- Thierry Garlan qui a accepté de faire parti de mon jury, occasion de rappeler qu'en cas de grève surprise des aéroports, Brest reste bien la ville du bout du Monde.

- Et enfin Denis Michel, examinateur, conseiller, co-auteur, mais surtout ami, toujours prêt à se dévouer pour les autres. Merci pour les conseils, les coups de main, les services, ... En espérant pouvoir te rendre la pareille un jour !

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme européen MAST III - INDIA (*INlet Dynamics Initiative: Algarve*) (MAS3-CT97-0106) qui impliquait des océanographes, ingénieurs, physiciens, géologues et géographes provenant de 24 instituts principalement européens, mais également américains, coréens, australiens et mexicains.

Thanks to the contributors of the INDIA Project for the experience they have provided to me, and for their comprehensive behaviour listening to this young hairy man with a bad English during the numerous meetings of the project.

This involves: Brian O'Connor (coordinator of INDIA), Jon Williams, Dave Aubrey, Bas Arens, Paul Bell, Aurora Bizzaro, John Van Boxel, A. J. Do Carmo, Mike Collins, Mark Davidson, Alveirinho Dias, Oscar Ferreira, Mal Heron, Zoe Hughes, David Huntley, Merion Jones, Lec Kaczmarek, H. Kim, Roy Lowry, Brad Morris, J. Nicholson, Shunki Pan, Paulo Salles, Antonio Sarmento, Fernando Seabra-Santos, Steve Shayler, Adelio Silva, Jeremy Smith, C. Soares, Ana Vila, George Voulgaris, and many others...

Special thanks are due to people involved in the field campaign in Algarve for their assistance in the field or in the bars of Faro, and for their supporting remarks when the french team had to leave the bars to go and survey the beach at night !!!

Thanks to the Dutch team (Roosmarijn, Bas, Axel, Gijsbert, ...), the great team of Liverpool (Jon, Paul, Steve, Pauline, ...), the Portuguese team (Ana, Oscar, Miguel, Paolo, and many others), Plymouth team (Brad and Mark), Australian team (Mal and Arnstein), Woods Hole / Southampton team (Zoe, Paulo, ...), and all other people met during this great fieldwork in Faro...

I have to thank particularly Mark and Brad from University of Plymouth that accepted to receive me one month in Plymouth to work on the video / topography calibration and for the opportunity that was given to me to work on the video system data. Merci à Cyril pour m'avoir accueilli dans son flat pendant ce mois à Plymouth, les soirées dans le Barbican, ou mes tentatives de surf à Perranporth.

Je dois bien sûr remercier largement l'équipe de choc bordelaise : les deux Hélène, Amaury, Denis, Georges, Philippe, Piña, Jeff et Frédéric pour leur aide sur le terrain et pour le reste.

Merci aussi aux autres membres de l'équipe METHYS qui ont participé de près ou de loin à mon travail: Aldo, Nadia, Rémi, Cyril, ...

Merci aux techniciens du labo: Domi, Gérard, Joël, ... avec qui j'ai pu travailler au cours de mes différentes études au Département de Géologie et Océanographie.

Et encore une fois Amaury de Resseguier avec qui j'ai réellement découvert ce qu'est le terrain, comment l'observer et comment le comprendre. Je le remercie pour sa patience, sa passion, son respect des gens et des choses qui l'entourent, sa grande modestie, ... mais aussi pour tous les bons petits plats que lui seul aurait pu faire après une journée de terrain !!!

et Georges Oggian, toujours prêt à donner un coup de main (musclé), et qui n'hésite jamais avant de se jeter dans l'eau froide pour repêcher un courantomètre !...

Et bien sûr Piña, indispensable ingrédient d'une mission sans accroc ! Le roi de la chaîne d'acquisition, de la tchatte et tout le reste (!!!)... un vrai latino, quoi !

Je tiens également à remercier l'équipe du laboratoire des Environnements Sédimentaires du centre IFREMER Brest qui m'a accueilli pendant quelques mois au cours desquels j'ai pu compléter ma connaissance des environnements côtiers et des techniques d'acquisition.

Je dois bien sûr remercier la bande de copains, toujours présents, indispensables aussi bien dans les moments de déprime que dans les moments de fêtes (heureusement beaucoup plus nombreux !). La liste est évidemment longue et je m'excuse à l'avance pour tout oubli, bien sûr involontaire !!

La maintenant célèbre bande de potos (pas moins de 3 sites Web internationaux leur sont consacrés) tient une place privilégiée dans ces remerciements, car il s'agit là du soutien moral, parfois physique (...) de ces trois dernières années. Les histoires de la bande de potos seraient trop longues à raconter ici, et mieux vaut se référer aux superbes documentaires édités sur le sujet: *Les potos font du ski, les potos à la plage, les potos en hollande, les potos aux fêtes de Bayonne, les potos au Festival des Vieilles Charrues, les potos en Dordogne*, et l'interminable série *des potos font la fête....*

Les Potos, c'est tout d'abord les membres du groupe "Amibus et les Neurones", groupe alternatif célèbre pour ces répèt' interminables et ses inspirations tardives !

- Stéphane "Amibus Mononeuronus" Audry, auteur compositeur, responsable du partenariat avec notre principal sponsor: Guinness. Merci de me laisser gagner de temps en temps (rarement) au squash !

- Xavier "Space Worm" Giraud, l'Extra-terrestre anti-calories. Merci pour les longues discussions, les voyages et les envies de voyages, la guitare, le matou, ... j'en passe et des meilleures.

- Bruno "Master Jo" Berteau, le roi du Djumbe, toujours partant quoi qu'il arrive !

- Un clin d'œil à Joh, pour son oreille musicale et ses mémorables interprétations !

Mais c'est aussi les exilés: Karine et l'intarissable Camille à Gif, les hollandais: Christelle "Bergère" et son mouton "Jeff", Jérômeke et Jung-Hyun, ...

Et les bordelais: Anne et Maxime, Gwen et Fred, Seb et Anne, Denis, Pina, Aldo, VirtualJib, Franck, Bruno, Mathieu, ... et tous les autres !

Bien sûr tous les potes de Barça ou d'ailleurs: Sam, Tom, Sylvain, Lluis, Laura, Vanessa, Alexis, Raph', Anne, ...

Enfin, je tiens à dédier ce manuscrit à ceux qui m'ont particulièrement encouragé et motivé au cours de ces longues années d'études:

- à ma famille qui me suit et me soutien depuis mes débuts.

- à celle qui tient la place la plus importante, qui me supporte depuis près de cinq ans, malgré l'éloignement, les sautes d'humeur, l'incertitude de l'avenir, ...

A Johanna pour tous les bons moments passés et à venir...

Table des matières

CHAPITRE I - ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES EMBOUCHURES TIDALES	23
A - INTRODUCTION	25
B - GÉOMORPHOLOGIE D'UNE EMBOUCHURE TIDALE	26
B - 1 - <i>Le delta de jusant</i>	27
B - 2 - <i>Le delta de flot</i>	28
B - 3 - <i>Les îles-barrières</i>	28
C - CLASSIFICATIONS DES EMBOUCHURES TIDALES	29
C - 1 - <i>Les classifications géométriques</i>	29
C - 2 - <i>Les classifications énergétiques</i>	31
C - 3 - <i>Autres classifications</i>	33
D - STABILITÉ DES EMBOUCHURES TIDALES.....	34
D - 1 - <i>Introduction</i>	34
D - 2 - <i>Définitions</i>	34
D - 3 - <i>Le principe de stabilité d'Escoffier (1940)</i>	35
D - 4 - <i>La relation section mouillée / prisme tidal (O'Brien, 1931, 1966)</i>	38
D - 5 - <i>La relation dérive littorale / prisme tidal (Bruun, 1966) et le critère de stabilité globale</i>	39
D - 6 - <i>Autres critères</i>	40
D - 7 - <i>Cas des embouchures multiples</i>	41
E - MODÈLES CONCEPTUELS DE FONCTIONNEMENT DES EMBOUCHURES.....	42
E - 1 - <i>Modèle 1: Processus des embouchures stables (Stable inlet processes)</i>	42
E - 2 - <i>Modèle 2: Rupture du delta de jusant (Ebb-tidal delta breaching)</i>	44
E - 3 - <i>Modèle 3: Migration et rupture de la flèche sableuse (Inlet migration spit breaching)</i>	44
E - 4 - <i>Modèle 4: Migration du chenal externe (Outer channel shifting)</i>	45
E - 5 - <i>Modèle 5: Rupture de la flèche de plate-forme (Spit platform breaching)</i>	46
E - 6 - <i>Modèle 6: Embouchure dominée par les vagues (Wave-dominated inlet)</i>	46
CHAPITRE II – CONTEXTE GÉNÉRAL DE LA RIA FORMOSA ET ÉVOLUTION HISTORIQUE DE LA BARRA NOVA / ANCÃO INLET.....	53
A - LA RIA FORMOSA.....	55
A - 1 - <i>Présentation de la Ria Formosa</i>	55
A - 2 - <i>Origine de la Ria Formosa</i>	57
A - 3 - <i>Environnement climatique, océanographique et sédimentaire</i>	59
A - 3 - 1 - <i>Contexte climatique</i> :	59
A - 3 - 2 - <i>Contexte océanographique</i> :.....	60
A - 3 - 3 - <i>Contexte morphodynamique et apports sédimentaires</i>	60
A - 4 - <i>Différentes cellules hydrodynamiques de la lagune</i>	61
B - LA PASSE D'ANCÃO ET SON ÉVOLUTION RÉCENTE.....	62
B - 1 – <i>La passe d'Ancão</i>	62
B - 2 - <i>Evolution récente des embouchures de la partie Ouest de la Ria Formosa</i>	65
C – LA BARRA NOVA: OUVERTURE ET ÉVOLUTION.....	71
C - 1 - <i>Evolution de la largeur de l'embouchure et de sa morphologie</i> :	71
C - 2 - <i>Evolution volumétrique</i> :.....	72
D - CLASSIFICATION DE L'EMBOUCHURE.....	75
E - CONCLUSIONS	78
CHAPITRE III: DONNÉES ET ANALYSES	81
A - INTRODUCTION	83
B - INSTRUMENTATION	84
B - 1 - <i>Les mesures d'élévation du plan d'eau</i>	84
B - 2 - <i>Les mesures de courantométrie</i>	85
B - 3 - <i>Les mesures de morphodynamique</i>	88
B - 4 - <i>Les mesures de transport sédimentaire</i>	91
C - PROCÉDURES ET TECHNIQUES DE SUIVIS	92
C - 1 - <i>Bathymétrie</i>	93

C - 2 - Courantométrie	94
C - 3 - Suivis topographiques	95
C - 4 - Traçages fluorescents.....	97
C - 5 - Video	98
D - TRAITEMENT DES DONNÉES ET EXEMPLES DE RÉSULTATS	99
D - 1 - Positionnement des appareils et géo-référencement.....	99
D - 2 - Hydrodynamique:	100
D - 3 - Morphodynamique.....	102
D - 4 - Transport sédimentaire:.....	104
CHAPITRE IV: LES AGENTS DYNAMIQUES.....	107
A - INTRODUCTION	109
B - RÉGIMES HYDRODYNAMIQUES DE LA RÉGION DE FARO	109
B - 1 - Régimes de houles.....	109
B - 2 - Elévations du plan d'eau	113
B - 2 - 1 - Les tsunamis.....	113
B - 2 - 2 - La surcôte.....	114
B - 2 - 3 - Le run-up.....	114
C - CARACTÉRISATION DE L'HYDRODYNAMIQUE PENDANT LA CAMPAGNE (BEAU TEMPS APRÈS TEMPÊTE)	115
C - 1 - La houle.....	115
C - 1 - 1 - Caractéristiques générales de la houle lors de la campagne de mesures.....	116
C - 1 - 2 - Propagation de la houle en zone côtière	116
C - 1 - 3 - Courants dus à la houle	120
C - 2 - La marée	123
C - 2 - 1 - La marée dans la Ria Formosa	123
C - 2 - 1 - 1 - Données et modèles	123
C - 2 - 1 - 2 - Réponses de l'embouchure aux variations de section des autres embouchures:.....	124
C - 2 - 1 - 3 - Dominance flot/jusant	125
C - 2 - 1 - 4 - Le prisme tidal.....	126
C - 2 - 1 - 5 - Le débit.....	126
C - 2 - 1 - 6 - Marée et stabilité de l'embouchure	127
C - 2 - 2 - La marée dans l'embouchure de la Barra Nova	127
C - 2 - 2 - 1 - Asymétrie des phases de flot/jusant :.....	127
C - 2 - 2 - 2 - Asymétrie des vitesses.....	129
C - 2 - 2 - 3 - Répartition des courants et directions.....	130
C - 2 - 3 - Modélisation des courants de marée à l'embouchure: modèle LAGOON - 2DH.....	134
C - 3 - Les interactions houle / courant.....	136
C - 3 - 1 - Hydrodynamique de la côte amont: augmentation progressive de la contribution de la marée	136
C - 3 - 2 - Modélisation des interactions houle / courant dans l'embouchure.....	138
CHAPITRE V: PROCESSUS HYDROSÉDIMENTAIRES SUR LE LITTORAL AMONT.....	143
A - INTRODUCTION	145
B - QUANTIFICATION DU TRANSPORT LITTORAL	145
B - 1 - Le transport littoral	146
B - 1 - 1 - Le courant littoral longshore:	146
B - 1 - 2 - Le transport littoral longshore.....	146
B - 1 - 3 - Répartition cross shore du transport longshore:	148
B - 1 - 4 - Influence de la marée:	148
B - 2 - Caractéristiques de la plage d'Ancão.....	148
B - 2 - 1 - classification et comportement des plages.....	149
B - 2 - 2 - les sédiments	154
B - 2 - 3 - Particularités du transport longshore sur la plage d'Ancão.....	154
B - 3 - Modèle analytique de croissance de la flèche	157
B - 4 - quantification du transport littoral sur la plage de Faro (Péninsule d'Ancão) Article 1	159
C - FLUX SÉDIMENTAIRES SUR LES BARRES DE SWASH DU DELTA DE JUSANT.....	173
C - 1 - Evolution morphologique.....	173
C - 2 - Traçages	177
C - 3 - Calculs théoriques du taux de transport.....	182
C - 4 - Analyse granulométrique.....	185
C - 5 - Transport sédimentaire sur les barres de swash.....	186
C - 6 - Migration des barres de swash.....	187
D - BILAN SÉDIMENTAIRE DU LITTORAL DE LA PÉNINSULE D'ANCÃO	189

CHAPITRE VI - EVOLUTION DE L'EMBOUCHURE LORS DE CONDITIONS DE BEAU TEMPS SUIVANT UNE TEMPÊTE: CARACTÉRISATION DE L'ÉTAT MORPHOLOGIQUE DE TRANSITION.....	191
A - INTRODUCTION	193
B - EVOLUTION DE LA PLATE-FORME DE SWASH AMONT ET BILAN SÉDIMENTAIRE <i>Article 2</i>	193
C - LA PLATE-FORME DE SWASH AVAL: MORPHOLOGIE ET ÉVOLUTION.....	205
C - 1 - <i>Reconstruction de la morphologie de la plate-forme aval et de l'ensemble du delta à partir des images vidéo Article 3</i>	205
C - 2 - LA FLÈCHE DE TEMPÊTE.....	221
C - 2 - 1 - <i>Volume total</i>	221
C - 2 - 2 - <i>Variations de volume pendant la campagne</i>	222
D - TRANSPORT SÉDIMENTAIRE DANS L'EMBOUCHURE	223
D - 1 - Evolution du thalweg	223
D - 2 - Transport dans le chenal.....	225
E - VOLUME DU DELTA DE JUSANT.....	226
F - MODÈLE D'ÉVOLUTION DE L'EMBOUCHURE PENDANT DES CONDITIONS DE BEAU TEMPS APRÈS UNE TEMPÊTE MAJEURE D'HIVER.....	229
F - 1 - <i>Evolution de l'embouchure</i>	229
F - 2 - <i>Bilan sédimentaire de l'embouchure</i>	231
CHAPITRE VII: MODÈLE CONCEPTUEL DE LA BARRA NOVA.....	237
A - RÉPONSE DE L'EMBOUCHURE AUX TEMPÊTES	240
A - 1 - <i>rappel du climat océanographique</i>	241
A - 2 - <i>Impact de la marée:</i>	241
A - 3 - <i>tempête de Sud-Est "Levante"</i>	242
A - 4 - <i>les tempêtes de Sud-Ouest</i>	245
B - MODÈLE CONCEPTUEL DE L'EMBOUCHURE <i>Article 4</i>	249
CONCLUSION	269
REFERENCES	275
ANNEXES.....	291

Liste des tableaux:

Tableau I - 1	Distribution des côtes à barrières dans le monde (d'après Cromwell, 1973). <i>Barrier coast distribution over the world (Cromwell, 1973)</i>	25
Tableau I - 2	Valeurs de C et n de la relation d'équilibre de O'Brien (1931, 1966) d'après Jarret (1976). <i>Values of C and n for the O'Brien (1931, 1966) equilibrium formula.</i>	38
Tableau II - 1	Variations morphologiques aux embouchures tidales (d'après Hubbard et al., 1979). <i>Morphological variations at tidal inlets (after Hubbard et al., 1979).</i>	75
Tableau III- 1	Suivis bathymétriques réalisés.	94
Tableau III - 2	Courantomètres S4 ADW: acquisition et localisation des mesures.	94
Tableau III - 3	Courantomètre Aanderaa DCS3500: Acquisition et localisation des mesures.	95
Tableau III - 4	Courantomètre ADV: acquisition et localisation des mesures.	95
Tableau III - 5	Résumé des différents suivis topographiques effectués lors de la campagne INDIA.	96
Tableau III - 6	Dates et localisation des points de traçages fluorescents.	97
Tableau IV- 1	Statistiques de vagues dans la région de Faro. <i>Wave statistics at Faro.</i>	110
Tableau V - 1	Classes morphodynamiques des plages (D'après Carter, 1988). <i>Morphodynamic classification of beaches (after Carter, 1988).</i>	150
Tableau V - 2	Paramètres contrôlant la géométrie et l'évolution d'une flèche, et les processus associés (D'après Kraus, 1999). <i>Parameters controlling inlet spit geometry and evolution, and the associated processes (Kraus, 1999, modified).</i>	157
Tableau V - 3	Conditions hydrodynamiques au large pendant les traçages fluorescents. <i>Hydrodynamic conditions during the tracer experiments on the swash bars.</i>	177
Tableau V - 4	Résultats des traçages fluorescents sur les barres de swash. <i>Results of tracer experiments on the swash bars.</i>	180
Tableau V - 5	Résultats des prédictions théoriques du transport sédimentaire sur les barres de swash. <i>Computed sediment transport on the swash bars.</i>	184
Tableau VI - 1	Variation de volume sédimentaire de la flèche de tempête.	222

Liste des figures

Figure I - 1	Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (modifié d'après Smith, 1984). <i>Morphological units of a tidal inlet (Smith, 1984, modified)</i>	26
Figure I - 2	Description d'un delta de jusant type (d'après Hayes, 1975). <i>Shape of ebb-tidal delta (Hayes, 1975, modified)</i>	27
Figure I - 3	Classification morphologique d'embouchures de Nouvelle Zélande (Hume et Herdendorf, 1987, modifié). <i>Morphological classification of tidal inlets in New Zealand (Hume and Herdendorf, 1987, modified)</i>	30
Figure I - 4	Classification géométriques des embouchures (d'après Galvin, 1971). <i>Inlet types (Galvin, 1971)</i>	31
Figure I - 5	Classification des embouchures en fonction des paramètres hydrodynamiques (modifié d'après Davis et Hayes, 1984). <i>Energetic classification of tidal inlets (Davis and Hayes, 1984, modified)</i>	32
Figure I - 6	Principe de stabilité d'Escoffier (1940), modifié. <i>Escoffier (1940) stability concept.</i>	36
Figure I - 7	Vitesse d'équilibre, intervalle d'équilibre et section mouillée montrant les conditions d'équilibre stable (As) et instable (Au), modifié d'après Escoffier (1940) et Van de Kreeke (1985). <i>Equilibrium velocity, equilibrium interval, and cross-sectional areas exhibiting stable (As) and unstable (Au) equilibrium conditions.</i>	37
Figure I - 8	Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (d'après FitzGerald et al., 2001, modifié). <i>Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets (FitzGerald et al., 2001)</i>	48-50
Figure II - 1	Localisation de la zone d'étude. La côte Sud Portugal. <i>Location of the study area, the coast of South Portugal.</i>	56
Figure II - 2	La Ria Formosa.	57
Figure II - 3	Séquences de formation de la Ria Formosa (D'après Pilkey et al., 1989). La ligne en pointillés représente l'isobathe -50 m. <i>Hypothesized sequence of the Ria Formosa formation (from Pilkey et al., 1989). The dashed line represents the isobath at 50 m below present sea level.</i>	59
Figure II - 4	Image satellite de la cellule ouest de la Ria Formosa en 1997, lors de l'ouverture artificielle de la Barra Nova. <i>Satellite image of the western hydrodynamic cell of the Ria Formosa in 1997 when the Barra Nova was artificially opened.</i>	62
Figure II - 5	Mosaïque de photographies aériennes du 5 juin 1980.. <i>Aerial photographs of the western part of the Ria Formosa.</i>	63
Figure II - 6	Coupe verticale possible de la Péninsule d'Ancão (O'Connor et al., 1998). <i>Possible vertical profile of seabed at Ancão Peninsula.</i>	64
Figure II - 7	L'embouchure d'Ancao en 1989. Le chenal méandrique et formation de bancs dans l'embouchure. <i>The Ancao Inlet in 1989. Shoaling and meandering of the channel.</i>	65
Figure II - 8	Evolution de l'embouchure d'Ancão. Positionnement de l'embouchure en mètres par rapport au pont d'Ancão. Les barres d'erreur représentent la largeur en mètres de l'embouchure. Données de Freire de A. (1990), Vila et al. (1999) et Salles (2000). Positionnement de l'ancienne passe en 1980 à partir de photographies aériennes du 4 juin 1980). La flèche symbolise la fermeture de l'ancienne passe compensée par l'ouverture d'un nouveau système plus à l'ouest. <i>Evolution of Ancão Inlet. Location of the inlet referred to the bridge of Ancão (error bars represent the width of the inlet). The arrow represents the closure of the system compensated by opening of a new inlet to the west.</i>	68
Figure II - 9	Photographie aérienne du 4 juin 1980. Positionnement de l'ancienne passe d'Ancão abandonnée et de la nouvelle. <i>Aerial photography (04/06/1980) showing the location of the abandoned inlet.</i>	69

Figure II - 10	Evolution morphologique de corps sableux associés aux embouchures (d'après Fisher, 1962, dans Moslow et Tye, 1985). <i>Morphologic evolution of wave-dominated inlet-related sand bodies (modified from Fisher (1962)).</i>	69
Figure II - 11	Evolution de la largeur de l'embouchure après son ouverture en Juin 1997 (modifié d'après Vila et al., 1999). <i>Evolution of the inlet width (after Vila et al., 1999).</i>	72
Figure II - 12	Evolution bathymétrique de la Barra Nova depuis son ouverture, levés du CIACOMAR (Université d'Algarve). <i>Bathymetry evolution of the Barra Nova tidal inlet from its opening (CIACOMAR surveys).</i>	74
figure II - 13	Classification énergétique de la Barra Nova en utilisant les données journalières de vagues et de marnage (a). Fréquence de chaque classe d'énergie (b), (d'après Morris et al. 2001b). <i>Energy classification at the Barra Nova Inlet using wave versus tidal data (a). The frequency distribution of each energy class (b)</i>	77
Figure III - 1	Capteur de pression	84
Figure III - 2	courantomètre S4 ADW à l'extrémité de la Péninsule d'Ancão.	85
Figure III - 3	courantomètre à rotor Aanderaa RCM8.	86
Figure III - 4	mise en place du courantomètre Aanderaa DCS3500. En arrière plan, la ville de Faro.	86
Figure III - 5	Courantomètre ADV.	87
Figure III - 6	Transects ADCP dans l'embouchure de la Barra Nova.	87
Figure III - 7	Suivi topographique sur la Péninsule d'Ancao.	90
Figure III - 8	Tour vidéo sur l'île de Barreta.	90
Figure III - 9	Détecteur compteur automatique (DCA) de grains fluorescents.	91
Figure III - 10	Localisation et caractéristiques des mesures effectuées le long de la Péninsule d'Ancão.	93
Figure III - 11	Tour vidéo sur l'île de Barreta (à gauche) et vision de la Barra Nova à marée haute depuis la tour (droite), images IMS Video Group (Website).	98
Figure III- 12	Images vidéo rectifiées. Instantané (gauche) et exposé (droite).	99
Figure III - 13	Courbes d'étalonnages des capteurs de pression (conversion des signaux volt à bar).	100
Figure III - 14	Exemple d'enregistrement des capteurs de pression (3 minutes d'enregistrement à marée haute le 23/02/1999, CS2).	101
Figure III - 15	Exemple de spectre sur la zone cross shore 1 le 13/02/1999.	101
Figure IV- 1	Hydrodynamique de l'année 1999. a) direction de provenance de la houle en degrés, b) Hauteur significative de la houle en m, c) période moyenne de la houle en s, d) variations du plan d'eau par rapport au MSL en m (courbe de marée). <i>Hydrodynamics during the year 1999: a) direction, b) Hs (m), c) Tmean (s), d) tidal elevation (m).</i>	112
Figure IV- 2	puissance des vagues au large pendant l'année 1999. a) puissance, b) puissance normalisée en fonction du marnage (les rectangles rouges représentent les incidences < 225°N), c) hauteurs significatives des vagues. <i>Offshore wave power during 1999. a) wave power, b) normalized wave power, c) Hs.</i>	113
Figure IV -3	Elévations du plan d'eau à la côte lors d'une tempête. <i>Sea surface elevation during a storm.</i>	115
Figure IV - 4	Caractéristiques de la houle au large pendant la campagne. a) direction en degrés, b) hauteur significative de la houle en m, c) période significative (en gras) et période de pic de la houle en sec. <i>Wave characteristics during the fieldwork: a) direction, b) Hs, c) Ts (bold) and Tp.</i>	116
Figure IV-5	Division de la zone littorale en fonction de la propagation de la houle. <i>Zonation of the littoral zone</i>	117

Figure IV-6	Principaux cas de réfraction: a) vallée sous-marine, b) cap, et c) île. <i>Main refraction cases.</i>	117
Figure IV-7	principaux cas de diffraction: a) embouchure, b) jetée. <i>Main diffraction cases.</i>	117
Figure IV - 8	Champs de vague à l'embouchure (Williams et al., soumis). a) distribution spatiale de la dissipation de l'énergie de la houle (modèle SWAN (Booij et al., 1999)), b) image instantanée simultanée du champ de vagues par le radar X-Band (Bell, 2000), c) superposition du champ de vague et du champ de courant obtenu par le modèle Q3D (O'Connor et al., 2000). <i>Comparison between a) x-band radar; b) SWAN spectral wave model 18/2/99; and c) Q3D wave/current interaction model.</i>	119
Figure IV - 9	Exemple d'enregistrement des hauteurs d'eau dans le chenal, capteur de pression sur la barge, 24/02/1999. <i>Waves propagating in the inlet. Pressure transducer record, 24/02/99.</i>	120
Figure IV - 10	Caractéristiques de la houle le long de la péninsule d'Ancão (profil CS1) pendant la période du 4 au 16 février 1999: a) variations d'élévation du niveau marin, b) vitesses cross shore, c) vitesses longshore, d) hauteur significative au large (bouée tryaxis INDIA), et e) direction de la houle au large. <i>Wave characteristics at profile CS1 from 4 to 16/02/1999: a) tidal elevation, b) cross shore velocity, c) longshore velocity, d) Hs, e) wave direction.</i>	121
Figure IV - 11	Exemple d'enregistrement de vagues par un S4ADW, sur la pente de la berme (péninsule d'Ancão) le 12/02/99 (HM+1h). a) vitesses cross-shore en cm/s, b) vitesses longshore en cm/s, c) hauteur d'eau au dessus du capteur de pression en m. <i>Example of wave record on the berm slope 1h after the high tide (12/02/99): a) cross shore velocity, b) longshore velocity, c) elevation.</i>	123
Figure IV- 12	Résultats de la simulation de réponse de la Barra Nova aux variations des sections des embouchures de Faro et d'Armona: vitesse résiduelle (gauche) et débit résiduel (droite). <i>Results at Barra Nova Inlet from simulations varying cross section of Armona and Faro inlets. Residual current (left); residual discharge (right). (From Salles, 2000).</i>	125
Figure IV-13	Résultats de la simulation de réponse de la Barra Nova aux variations des sections des embouchures de la Barra Nova et d'Armona: vitesse résiduelle (gauche) et débit résiduel (droite). <i>Results at Barra Nova Inlet from simulations varying cross section of Armona and Barra Nova inlets. Residual current (left); residual discharge (right). (From Salles, 2000).</i>	126
Figure IV - 14	Courbe de marée sur le littoral (S4 ADW) et dans la partie interne de l'embouchure (capteur de pression). Enregistrement de morte-eau (09/02/1999) et de vive-eau (18/02/1999). <i>Comparison of tidal record in the nearshore, and in the main channel during neap and spring tides.</i>	128
Figure IV - 15	Durées respectives des phases de flot (croix) et de jusant (cercles) dans l'embouchure. <i>Duration of flood (crosses) and ebb (circles) -tidal phases.</i>	128
Figure IV - 16	Vitesse des courants dans le chenal de l'embouchure lors d'un cycle tidal (moyennées sur la section). <i>Mean current velocity in the channel during the tidal cycle.</i>	129
Figure IV - 17	Bathymétrie de l'embouchure (mars 1999), localisation des sections ADCP (coordonnées en UTM, zone 29) et courbe de marée lors du suivi (les points rouge correspondent aux heures des transects représentés sur la figure IV-18). <i>Bathymetry of the Barra Nova (March 1999) showing ADCP transects A and B. Points on the tidal curve indicate tidal level at the time of ADCP surveys.</i>	131
Figure IV - 18	Profils de courants dans l'embouchure à différents moments du cycle tidal. Section A. V_n et V_e sont les vitesses respectivement positive vers le Nord et positive vers l'Est. <i>ADCP transect of the inlet cross section, transect A. V_n and V_e are north and east velocities respectively.</i> b : Profils de courants dans l'embouchure à différents moments du cycle tidal. Section B. <i>ADCP transect in the inlet, section B.</i>	132-133
Figure IV - 19	Résultats du modèle 2DH LAGOON pour le 2/02/1999 montrant les vitesses U moyennées sur la profondeur. a) flot, b) jusant, c) vitesses résiduelles sur le cycle de	135

marée (Williams et al., soumis). *Results from LAGOON model at the Barra Nova: a) flood tide currents, 2/2/99; b) ebb tide currents, 2/2/99; c) residual tidal currents.*

Figure IV - 20	Hydrodynamique le long de la Péninsule d'Ancão. Vitesses des courants au cours du cycle tidal. Courantomètres S4ADW 1 et 2, Doppler DCS3500, rotor. Le H symbolise la marée haute. <i>Hydrodynamics along Ancao Peninsula. Velocities of currents every 2h during the tidal cycle.</i>	137
Figure IV - 21	Vecteurs de courant prédits par le modèle Q3D le 02/02/1999, à l'étale de basse mer (en haut) et à l'étale de pleine mer (en bas) (Pan et al. 2001, dans Williams et al., soumis). <i>Results from the Q3D model: top) ebb tide; bottom) flood tide, 2/2/99.</i>	139
Figure IV-22	Vecteurs de courant et hauteur de vagues prédits par le modèle Q3D (Pan et al., 2001). a) peu avant l'étale de pleine mer, b et c) peu avant l'étale de basse mer. <i>Computed wave height contours and current vectors at high tide level (a), at low tide level (b and c) (frozen tidal state). (after Pan et al., 2001).</i>	140
Figure V- 1	Typologie anglo-saxonne des plages. <i>Typology of beaches.</i>	149
Figure V - 2	Classification énergétique des plages (d'après Masselink et Short, 1993). <i>Energetic classification of beaches (Masselink and Short, 1993).</i>	152
Figure V - 3	Profil de plage au niveau de la zone CS1. <i>Cross shore profile of Ancão Peninsula at CS1 area.</i>	153
Figure V - 4	Profil de plage au niveau de la zone CS2. <i>Cross shore profile of Ancão Peninsula at CS2 area.</i>	153
Figure V - 5	Exemple de distribution cumulée de la taille des grains: point d'immersion du traceur fluorescent (12/02/1999) situé sur la pente de la berme de la zone CS1. <i>Exemple of sediment distribution on Ancao Peninsula beach (imersion point of fluorescent tracer, 12/02/1999, CS1).</i>	154
Figure V - 6	Hydrodynamique de la zone cross shore 1. Aucune corrélation n'existe entre la magnitude des courants longshore et les phases de flot/jusant. <i>Hydrodynamics at CS1 area. No correlation is observed between longshore velocities and tidal phases.</i>	155
Figure V - 7	Répartition cross shore du courant longshore (en haut) (prédictions par un modèle 1D de courant longshore, Jacob et Sarmiento, ____). Profil cross shore de la zone CS1 (en bas) (topo-bathymétrie du 16/02/1999). <i>Cross shore distribution of longshore current at Ancão Peninsula (after Jacob and Sarmiento). Bottom: cross shore profile at CS1 area.</i>	156
Figure V - 8	Définition du modèle analytique de croissance de la flèche (d'après Kraus, 1999). <i>Definition sketch for analytical model of spit elongation (Kraus, 1999).</i>	158
Figure V - 9	Définition du modèle pour une flèche contrainte par un chenal (D'après Kraus, 1999). <i>Definition sketch for spit approaching an inlet channel.</i>	159
Article 1 Balouin et al., Longshore sediment movement from tracers and models.		
	Figure 1: Location of the Barra Nova tidal inlet.	161
	Figure 2: Context of the study: The Barra Nova tidal inlet.	162
	Figure 3 : Cross shore profile at Praia de Faro before the experiment and location of the tracer injection point and hydrodynamic measurements devices.	164
	Figure 4: Hydrodynamic conditions during the tracer experiments	165
	Figure 5 : Comparison of predicted and measured longshore transport.	166
	Figure 6 : measured longshore rates versus longshore energy flux factor.	167
	Figure 7 : Evolution of the sand Bar attached to the berm from 6th of february to 1st of march.	167
	Figure 8: The updrift coast of the Barra Nova tidal inlet.	169
	Table 1: hydrodynamic conditions during the tracer experiments	165

	Table 2 : tracer experiments results	165
	Table 3: Predicted longshore sediment transport rates.	165
figure V - 10	Coupe Nord-Sud de la plate -forme de swash de la côte amont (06/02/1999). <i>N-S Profile of the updrift swash platform, ebb-tidal delta.</i>	174
Figure V - 11	Evolution de la plate-forme de swash pendant la campagne. La courbe de niveau en gras (1.9 m /ZH) représente l'extension approximative de la barre B2. <i>Evolution of the updrift swash platform during the fieldwork. The bold contour (+ 1.9 m/ZH) represents the approximative extension of the swash bar B2.</i>	175
Figure V - 12	Evolution de la plate-forme de swash de la partie amont du delta de jusant. <i>Coupe longitudinale. Evolution of the updrift swash platform, N-S profile.</i>	176
Figure V - 13	Evolution morphologique de la barre B2, coupe transversale. <i>Evolution of swash bar B2, W-E profile.</i>	176
Figure V - 14	Evolution du volume de la barre B2 pendant la campagne. Le volume de la barre le 20/02/99 n'a pas été comptabilisé en raison de la déformation de la barre qui imposait une aire de calcul trop différente de celles des autres suivis. <i>Volume variation of B2. 20/02/99 surveys was not taken into account due to deformation of the bar inducing an important difference of calculation area.</i>	176
Figure V - 15	traçage fluorescent du 6/02/1999. Extension du traceur et déploiement de l'instrumentation. <i>Fluorescent tracer experiment of the 06/02/99. Tracer cloud and location of current-meters.</i>	178
Figure V - 16	Traçage du 1er mars 1999. Localisation et extension du nuage fluorescent, Pi: point d'injection du traceur). <i>Fluorescent tracer experiment 01/03/99.</i>	179
figure V - 17	Vitesse et direction des courants moyens au point d'immersion le 06/02/1999 (jusant). <i>Current velocity (a) and direction (b) at the immersion point of the tracer (06/02/99)</i>	180
Figure V - 18	Hydrodynamique mesurée au point d'immersion du traceur. a) direction (degrés), b) vitesse (cm/s), c) courbe de marée (m). <i>Measured hydrodynamics at the imersion point of tracer: direction (a), velocity (b) and water elevation (c).</i>	181
Figure V - 19	Comparaison des taux de transport prédits et mesurés sur la barre de swash B2. <i>Comparison computed/ measured sediment transport on the swash bar B2.</i>	185
Figure V - 20	Analyse statistique des paramètres granulométriques. Points de prélèvement du sédiment et vecteurs de transport résiduel. <i>Grain size trend analysis on the updrift swash platform: sampling grid and transport vectors.</i>	186
Figure V-21	Migration des barres de swash B2 et B3 entre le 06/02/1999 et 01/03/1999. Le contour approximatif des barres est représenté par les ensembles en gras. <i>Swash bars migration between 06/02 and 01/03/99. Approximated contours indicated by the bold line.</i>	188
Figure V-22	Coupe longitudinale des barres de swash B2 et B3 (localisation des coupes sur la figure V-21). <i>Transects of the swash bars showing the onshore migration (location of the profiles on fig. V-21)</i>	188
	Article 2: Balouin et al., 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova Inlet, South Portugal.	
	Figure 1: Location of the study area.	197
	Figure 2 : Morphology of the ebb shoal platform, La Barra Nova Inlet. Topographic levels are referred to the MSL. C1, C2 and C3 are the channels between the bars.	198
	Figure 3: a. E-W transect of the platform, b. Cross-shore transect at the end of Ancão peninsula, c. Cumulate volume variations during the survey.	199
	Figure 4: Morphodynamic evolution during the survey.	199
	Figure 5: (left) Orientation of bedforms on the western ebb tidal delta. (right)	200

	Responsible processes of sediment transport over the ebb tidal delta.	
	Figure 6: Volumes changes and directions of transport on the swash platforms.	201
	Article 3: Balouin et al., 2001c Morphology evolution of an ebb-tidal delta from remoted sensed video data and direct surveys.	
	Fig. 1: Location of the Barra Nova tidal inlet.	207
	Fig. 2: Morphology of the Barra Nova tidal inlet.	209
	Figure 3: tidal record and offshore waves characteristics during the fieldwork (Hs: bold line).	210
	Figure 4: Magnitude and direction of tidal and wave-induced currents.	211
	Figure 5 : Example of Combined Rectified Images of the inlet at spring low tide. Image from 20th February 1999. The axis scales are in metres relative to the Portuguese Melrica Grid (PMG).	212
	figure 6 : digitisation of the swash zone / beach limit.	212
	Figure 7: Regression analysis between video and topography survey data	213
	Figure 8: Interpolation of both techniques using Krigging method (total station data (left) and video images data (right)).	214
	Figure 9: morphology evolution of the ebb shoals on the downdrift part of the delta. The red contour line represents the low tide level, and the green one the high tide level. Information outside these limits are extrapolation by the software not taken into account in this study.	215
	Figure 10 : Sediment transport pattern at the Barra Nova ebb tidal delta. Morphologies 01/02/1999 and 01/03/1999.	216
Figure VI - 1	Evolution de la section de l'embouchure entre les deux suivis bathymétriques (15-16/02 en trait fin et 24-25/02/1999 en gras). <i>Cross section evolution between 15 and 25/02 bathymetry surveys.</i>	223
Figure VI - 2	Evolution bathymétrique de l'embouchure entre le 15-16 (en noir) et le 24-25/02/1999 (en rouge). <i>Bathymetry evolution between 15 and 25/02/1999 surveys.</i>	224
Figure VI-3	Volume du delta de jusant. En haut à gauche: bathymétrie actuelle; en haut à droite: bathymétrie fictive d'une côte sans embouchure; en bas: différentiel des deux bathymétries utilisé pour le calcul du volume du delta. <i>Volume calculation of the ebb shoal. Top: bathymetry surveys of february 1999 (left), idealized bathymetry without inlet (right). Bottom: differential map.</i>	228
FigureVI-4	Modèle de fonctionnement de la Barra Nova lors de conditions de beau temps post-tempête (Balouin et Howa, 2001). <i>Conceptual model of the Barra Nova Inlet during the transitional period following a storm (Balouin and Howa, 2001).</i>	230
Figure VI-5	Directions des flux sédimentaires dans le système de la Barra Nova. <i>Direction of sediment fluxes in the Barra Nova Inlet system.</i>	231
Figure VI-6	Bilan sédimentaire mensuel ($\times 10^3 \text{m}^3$) de l'embouchure de la Barra Nova par conditions de beau temps. <i>Sedimentary budget of the Barra Nova Inlet during the transitional period.</i>	233
Figure VII-1	Modèle de processus d'une embouchure tidale lors d'une tempête (D'après Fitzgerald, 1988). <i>Inlet responses to storm event</i>	240
Figure VII-2	Images radar (X-Band, Bell, 2000) de l'embouchure lors d'une morte-eau (24/02/1999) et lors d'une vive-eau (01/03/1999) à marée haute (3h) et à marée basse (8h). Les zones ombrées représentent les zones de déferlement. <i>X-band radar images during a neap tide (24/02/99) and a spring tide (01/03/99) at low (3h) and high tide (8h). Dark areas represent the shoaling/breaking zone.</i>	243
Figure VII-3	Plan de réfraction de la houle de SE (modifié d'après Granja et al., 1984). <i>Refraction of SE wave (after Granja et al., 1984)</i>	244

Figure VII-4	Evolution morphologique lors de la tempête de Sud-Est du 23-24/03/99. Image vidéo du 22 mars (à gauche) et du 26 mars (à droite).	245
Figure VII-5	Impact des tempêtes de Sud-Ouest sur l'embouchure de la Barra Nova. Images vidéo de l'Institut des Sciences Marine de Plymouth du 3/12/98 et du 20/01/99. <i>Inlet responses to the SW storm event of Dec 1998.</i>	246
Figure VII-6	Impact de la tempête du 10 Octobre 1999 ($H_s > 4\text{m}$, $T_p = 9\text{s}$, $Dir = 255^\circ\text{N}$) sur la Barra Nova. Images rectifiées et combinées du 10 et 27 octobre (vives-eaux). <i>Inlet responses to the storm event of 10/10/99.</i>	248
	Article 4: Sediment transport pattern at the Barra Nova tidal inlet: a conceptual model.	
	Figure 1: Conceptual models of inlet sediment bypassing (from FitzGerald et al., 2001).	252
	Figure 2: Location of the Barra Nova Inlet along the barrier island system of the Ria Formosa, South Portugal.	254
	Figure 3: Barra Nova tidal inlet morphology. Bathymetric contours are referred to the Portuguese "zero hidrografic" (= 2 m below the Mean Sea Level). Letters B refer to the swash bars on the updrift swash platform (B1, 2 and 3) and downdrift swash platform (B4 and B5).	255
	Figure 4: Morphological response of Barra Nova Inlet to storm events (rectified images from Morris et al., 2001). The dark intensities correspond to the vegetation on the dunes, while white pixels illustrate breaking or swash zones. 1) strong erosion of Barreta Island (60 m retreat), 2) linear shape of the delta front, 3) formation of a large sand spit at the northwest end of Barreta Island, and 4) channel remained in its western location despite the strong retreat of Barreta Island.	256
	Figure 5: Magnitude and direction of tidal and wave-generated currents measured on the updrift coast of the inlet (H: high tide). Bathymetric contour levels are referred to Mean Sea Level.	258
	Figure 6: Bathymetry of the Barra Nova channel (15-16/02/1999) showing ADCP transect (carried out by the Woods Hole Oceanographic Institute, INDIA Database) (left). North and East velocities in the channel (cm/s) (right). The arrow represents the location of the channel after destruction of the storm-induced spit.	259
	Figure 7: Post-storm evolution of the Barra Nova Inlet. Letters are referenced in the text.	260
	Figure 8: Conceptual model of the Barra Nova Inlet evolution.	262

Introduction

Introduction

Quelle que soit sa localisation, une embouchure tidale représente une interruption morphologique majeure du linéaire côtier, où les sédiments transportés le long de la côte sous l'action des vagues interagissent avec les forts courants de marée dans le chenal. Ils sont soit piégés dans le chenal, soit expulsés vers la lagune ou vers le large, formant les deltas de flot et de jusant caractéristiques. Ces "inlets" sont des lieux d'échanges entre le bassin et l'océan, échanges d'eau, de sédiments, de nutriments ou de polluants, qui conditionnent les activités socio-économiques dans la lagune (aquaculture, marinas, ...). Ils sont très sensibles à l'intervention humaine et aux changements environnementaux tels que la remontée du niveau marin (Van Goor *et al.*, 2001).

De nombreuses études ont été effectuées sur ces embouchures tidales. Cependant, la tendance actuelle à l'utilisation de techniques "douces" de maintien du linéaire côtier obligent les ingénieurs côtiers à faire des prédictions de plus en plus précises des modifications locales ou régionales, en particulier au niveau des embouchures tidales.

Par le passé, la plupart des études d'embouchures tidales étaient des approches au cas par cas, particulièrement descriptives. A l'heure actuelle, les progrès aussi bien expérimentaux que numériques, fournissent de nouveaux outils pour ré-étudier ces systèmes et essayer de développer des théories et modèles numériques basés sur les processus physiques, qui pourraient s'appliquer à toutes les embouchures.

C'est dans ce contexte que le programme MAST III - INDIA (*INlet Dynamics Initiative: Algarve*) (O'Connor *et al.*, 1998, Williams *et al.*, 1998, Williams *et al.*, soumis) a été développé dans le but de "comprendre les interactions complexes entre le vent, les vagues, la marée, les mouvements sédimentaires (y compris éoliens) et les phénomènes associés qui déterminent le comportement morphodynamique et la stabilité des "tidal inlets", deltas de flot/jusant et côtes adjacentes, et de développer des méthodologies par lesquelles ces processus pourraient être incorporés dans les modèles numériques pour prédire les changements".

Le site choisi pour cette étude est la Barra Nova située sur le système d'îles-barrières de la Ria Formosa, en Algarve (Sud Portugal). Ce site présente de nombreuses caractéristiques particulièrement intéressantes pour ce genre d'étude:

- une extension relativement limitée, permettant de trouver des environnements sédimentaires très différents (lagune, chenaux, zone de surf/swash, plage, dune) à proximité, favorisant le déploiement des techniques de suivis,
- des preuves de transport sédimentaire éolien et littoral,
- des preuves de transport sédimentaire dans le chenal,
- une dynamique très importante du système, même en conditions de beau temps,
- une plage étroite de granulométrie relativement uniforme,
- une absence de sédiment cohésif qui facilite l'utilisation de certains appareils,
- un site proche de supports logistiques.

Dans le cadre de ce programme, nos objectifs concernaient particulièrement les échanges sédimentaires entre la côte adjacente et l'embouchure, et les implications en terme de fonctionnement du système. Plus précisément, ces objectifs étaient:

- de comprendre, quantifier et prédire le transport sédimentaire littoral dans la région,
- d'estimer la perturbation de ce transit littoral par l'embouchure tidale,
- de comprendre et quantifier l'évolution de l'embouchure, avec une attention particulière portée au delta de jasant et aux processus de by-pass sédimentaire,
- d'intégrer les connaissances historiques et les mesures précises obtenues lors de la campagne pour proposer un schéma de fonctionnement de ce système d'embouchure.

Le manuscrit se présente de la manière suivante:

Une synthèse de la recherche effectuée sur la stabilité et la morphodynamique des embouchures tidales est présentée dans le chapitre I. Dans une première partie, nous verrons la géomorphologie d'un "inlet" et les différents critères définissant la stabilité de ces systèmes. Puis, nous décrirons les différents modèles d'évolution proposés dans la littérature.

La Barra Nova, sur le système d'îles-barrières de la Ria Formosa au sud du Portugal, constitue le site étudié ici. Dans le chapitre II, nous verrons le contexte général de la Ria Formosa (II - A) et l'évolution historique de la région, afin de définir l'évolution à long terme

des embouchures de ce système sur une échelle de temps non disponible pour la Barra Nova (II-B), puis nous verrons l'évolution de cette embouchure depuis son ouverture artificielle en Juin 1997.

Le chapitre III décrit la campagne de mesures de janvier à mars 1999, le traitement des données et leur interprétation. Une description de l'instrumentation est faite dans la partie III-B, et les méthodes et procédures de suivis sont indiquées section III- C. Enfin, la partie III-D fait une brève description du traitement et des résultats préliminaires.

Le chapitre IV décrit les agents dynamiques dans la région de la Ria Formosa, définissant le contexte général et les différents régimes de houle (IV-B). La partie IV-C caractérise l'hydrodynamique de la période de mesures.

Les processus hydrosédimentaires sur le littoral amont sont présentés dans le Chapitre V, qui décrit la quantification du transport littoral par traçages fluorescents et la validation d'un outil prédictif (V-B). Les flux sédimentaires sur la partie amont du delta de jusant sont étudiés dans la partie V-C, et un bilan sédimentaire de ce littoral amont dans la partie V-D.

Le chapitre VI traite de l'évolution morphologique du delta de jusant pendant une période de beau temps survenant après les tempêtes d'hiver appréhendé en deux temps par des méthodologies différentes: suivis morphologiques "classiques" sur la partie amont (VI-B), et reconstruction morphologique à partir d'imagerie vidéo pour la partie aval (VI-C). Le transport sédimentaire dans l'embouchure est décrit (VI-D), et un bilan sédimentaire est quantifié pour cette période de transition.

Enfin, dans le dernier chapitre, un modèle conceptuel est proposé pour expliquer l'évolution à court terme (saisonnière) de l'embouchure en intégrant à la fois nos résultats à court terme et les résultats du programme INDIA à moyen terme décrivant notamment la réponse de l'embouchure lors d'événements de tempêtes.

Chapitre I - Etat des connaissances sur les embouchures tidales

Chapitre I -

Etat des connaissances sur les embouchures tidales

A - Introduction

Les lagunes côtières sont classiquement définies (Phleger, 1969, Kjerfve, 1994) comme étant des plans d'eau allongés parallèlement à la ligne de côte et séparées par une flèche de sable où se localisent un ou plusieurs chenaux de communication avec la mer.

Les îles-barrières, séparées par ces passes tidales, représentent 10 à 13% des environnements côtiers mondiaux (tableau I - 1) (Schwartz, 1973, Cromwell, 1973). Elles sont en général caractérisées par une forte dérive littorale et un transport sédimentaire important le long de la côte et par un apport d'eau douce inexistant ou faible. Ceci les oppose aux embouchures de fleuves ou aux deltas dans lesquels les apports d'eau douce représentent le facteur dominant de l'hydrodynamique de la passe tidale.

Continent	Longueur de l'île-barrière (km)	Pourcentage de la côte	pourcentage total
Amérique du Nord	10800	18	34
Asie	7100	14	22
Afrique	6000	18	19
Amérique du Sud	3300	12	10
Europe	2700	5	8
Australie	2200	11	7
Total	32100		100

Tableau I - 1: Distribution des côtes à barrières dans le monde (d'après Cromwell, 1973).

Barrier coast distribution over the world (Cromwell, 1973)

Selon Hayes (1979), les embouchures tidales se situent préférentiellement dans les environnements méso-tidaux (marnage de 2 à 4 m) où l'énergie incidente est modérée (vagues de hauteur significative entre 60 et 150 cm). Si la turbulence ou la dynamique liée au vent peut être relativement importante, c'est surtout le flux associé à l'oscillation tidale qui prédomine, entraînant le remplissage et la vidange périodique de la lagune. L'intensité de ce remplissage de l'arrière-barrière dépend du régime tidal, mais aussi des caractéristiques physiques de l'environnement (géométrie de l'embouchure, dimension et complexité de la lagune, ...).

B - Géomorphologie d'une embouchure tidale

Les embouchures tidales sont caractérisées par de larges corps sableux déposés et modelés par les courants tidaux et les vagues. Selon Bruun (1978), une embouchure tidale est formée de trois grandes unités: a) la partie océanique, qui inclue les corps sableux externes (delta de jusant) et une ou plusieurs passes, dont le développement est fortement influencé par la houle, b) la gorge, qui est la section mouillée la plus limitée du système, souvent la partie la plus profonde du chenal et c) la partie lagunaire formée des chenaux et des bancs internes (delta de flot).

La terminologie couramment utilisée est celle proposée par Hayes en 1975. Il définit le delta de jusant (*ebb-tidal delta*) comme étant la masse sableuse qui s'accumule côté océan, et le delta de flot (*flood-tidal delta*) qui s'accumule côté interne de l'embouchure (figure I - 1).

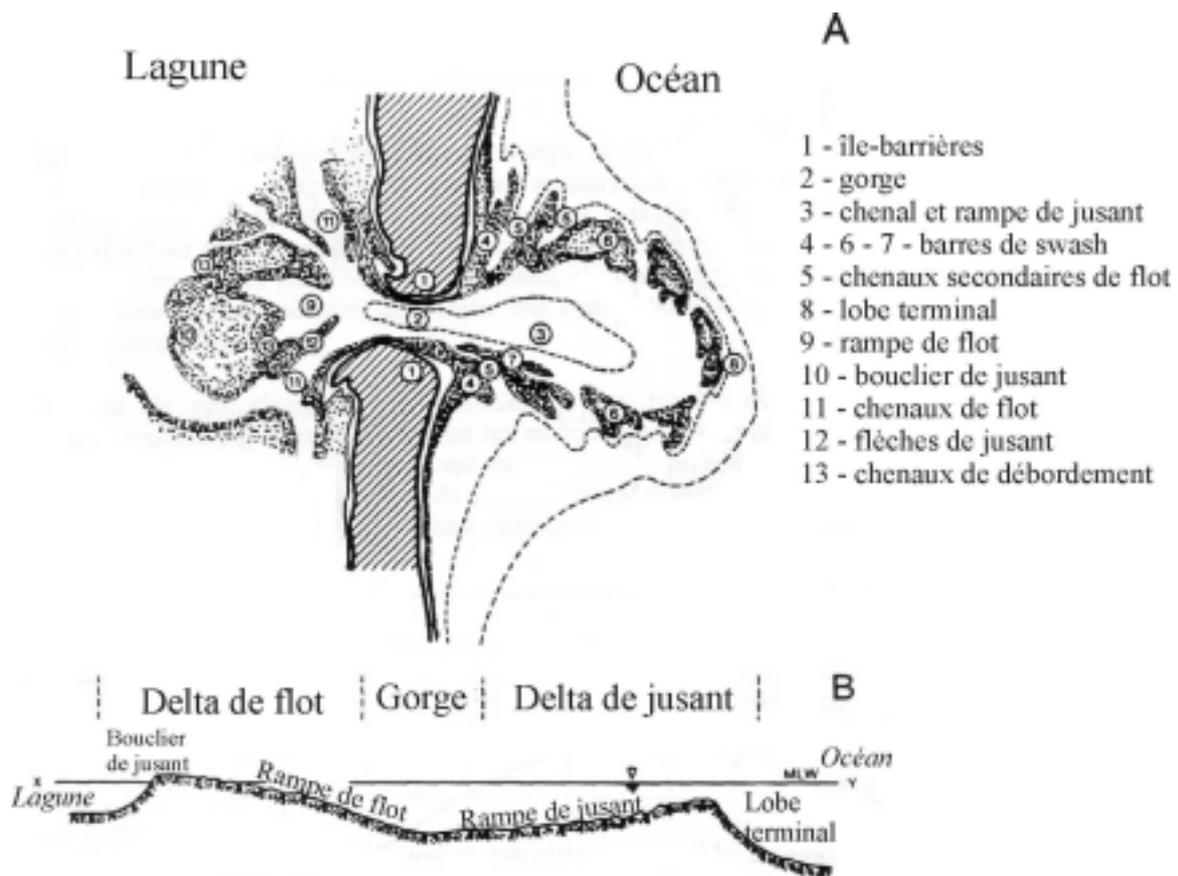


Figure I - 1 : Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (modifié d'après Smith, 1984).
Morphological units of a tidal inlet (Smith, 1984, modified)

B - 1 - Le delta de jusant

La figure I - 2 représente le schéma simplifié de la morphologie d'un delta de jusant. Ces deltas sont formés par la combinaison du sable érodé dans le chenal principal, et du sable apporté par la dérive littorale. On distingue généralement (Hayes, 1975):

- un chenal principal de jusant, qui est creusé par les courants de marée. Il est en général caractérisé par une dominance plus ou moins marquée des courants de jusant sur les courants de flot.
- des barres linéaires (B) qui bordent le chenal et résultent de l'interaction entre courants tidaux et vagues.
- Le lobe terminal, situé à l'extrémité océanique du chenal principal. C'est la zone où les "jets" de jusant s'atténuent, donnant lieu au dépôt sédimentaire.
- Les plates-formes de swash, qui sont les larges bancs sableux localisés entre le chenal principal et côtes adjacentes.
- Les barres de swash (A) qui se forment sur les plates-formes de swash et migrent progressivement sous l'action des vagues déferlantes.
- Les chenaux de flot marginaux, qui bordent les deux côtes adjacentes.

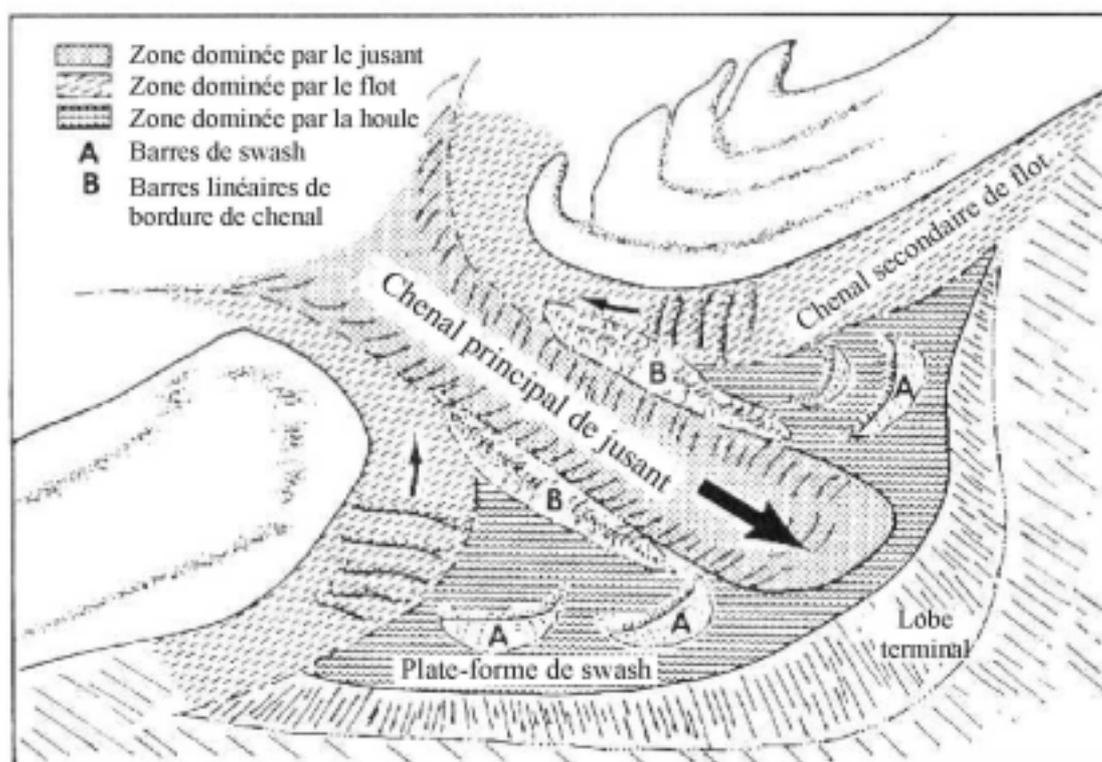


Figure I - 2 : Description d'un delta de jusant type (d'après Hayes, 1975).
Shape of ebb-tidal delta (Hayes, 1975, modified)

B - 2 - Le delta de flot

Un delta de flot "typique" est constitué de (figure I - 1) :

- une rampe de flot, qui correspond à la face externe du corps sableux sur laquelle la force des courants de flots se dirige. Elle est dans la plupart des cas couvert de mégarides de flot.
- Les chenaux de flot qui bifurquent de part et d'autre de la rampe de flot.
- Les boucliers de jusant, barres sableuses réparties autour du delta tidal qui le protègent de l'érosion par les courants de jusant.
- Les flèches sableuses formées par les courants de jusant.

B - 3 - Les îles-barrières

Les îles-barrières sont des îles allongées, souvent parallèles à la côte, constituées de sédiment non-cohésif et protégeant le continent adjacent duquel elles sont séparées par un bassin peu profond (Van Rijn, 1998). Leur formation et leur maintien dépendent de plusieurs paramètres: i) les apports sédimentaires, ii) les forces hydrodynamiques (marée, vagues, variations du niveau marin), iii) le contexte géomorphologique (profil de la plage sous-marine, profondeur et composition du substratum, ...).

On distingue trois types d'îles-barrières selon l'importance de ces différents paramètres:

- Les barrières attachées (flèches sableuses), où le processus de dérive littorale permet la formation d'une flèche sableuse, éventuellement entrecoupée de passes (ex: Arcachon,),
- Les îles barrières dominées par les vagues qui sont de longues et étroites barrières, entrecoupées de quelques petites embouchures instables. Les îles barrières sont rectilignes si les apports sont importants ou en croissants si les apports sont limités.
- Les barrières à énergie mixte sont caractérisées par des extrémités arrondies ("drumstick shape") et par la présence de nombreuses passes où les deltas de jusant sont relativement bien développés.

Lorsqu'une direction de dérive littorale dominante peut être définie, on parle de côte amont (updrift coast) ou aval (downdrift coast) de l'embouchure selon le sens du transport sédimentaire dominant.

C - Classifications des embouchures tidales

Les embouchures tidales ont fait l'objet de nombreuses études, en particulier le long des côtes nord-américaines et d'Europe occidentale (Bruun et Gerritsen, 1960, Galvin, 1971, Oertel, 1972, Jarret, 1976, Hume et Herdendorf, 1987, Steijn, 1991, et bien d'autres). Ces études, dégagant les caractéristiques propres à chaque système, ont permis d'établir des classifications d'ordre morphologique, énergétique ou encore des classifications basées sur le mode de fonctionnement de ces systèmes.

La morphologie d'une embouchure tidale dépend de plusieurs paramètres: les conditions océaniques, le prisme de marée¹, mais également l'environnement sédimentaire (la géologie), les apports sédimentaires, les apports fluviaux, ainsi que la forme et la dimension de la lagune. Tous ces paramètres, propres à chaque système, rendent difficiles la mise en place de systèmes de classification universelle. La plupart des classifications existantes prennent en compte soit la morphologie des embouchures, soit les conditions hydrodynamiques observées.

C - 1 - Les classifications géométriques

Essentiellement basées sur la morphologie de l'embouchure, elles permettent des études comparatives de systèmes, mais restent néanmoins sommaires. En effet, les processus responsables de l'évolution de ces embouchures ne sont pas pris en compte.

Parmi les classifications les plus connues, on distingue celle de Bruun et Gerritsen (1960), qui prend en compte la position de l'embouchure par rapport à la lagune, la propagation de l'onde de marée et la direction de la dérive littorale nette. La géométrie réelle de ces systèmes n'étant pas clairement représentée, les possibilités de comparaison sont relativement limitées (Steijn, 1991). Hume et Herdendorf (1987) reprennent ce type de classification pour des embouchures de Nouvelle Zélande, en ajoutant toutefois la notion d'origine de ces lagunes, ce qui permet une compréhension un peu plus avancée des systèmes comparés. Il distingue les embouchures ayant pour origine une érosion fluviale, dans lesquelles on trouve les embouchures non restreintes, les embouchures bloquées par un substrat, les îles-barrières, et les embouchures de fleuves; les embouchures ayant pour origine une érosion marine; du tectonisme, du volcanisme ou encore une érosion glaciaire (voir figure I - 3).

¹ le prisme de marée est défini comme étant le volume entrant dans la lagune entre la basse mer et la pleine mer de vive-eau, (Shore Protection Manual, 1984)

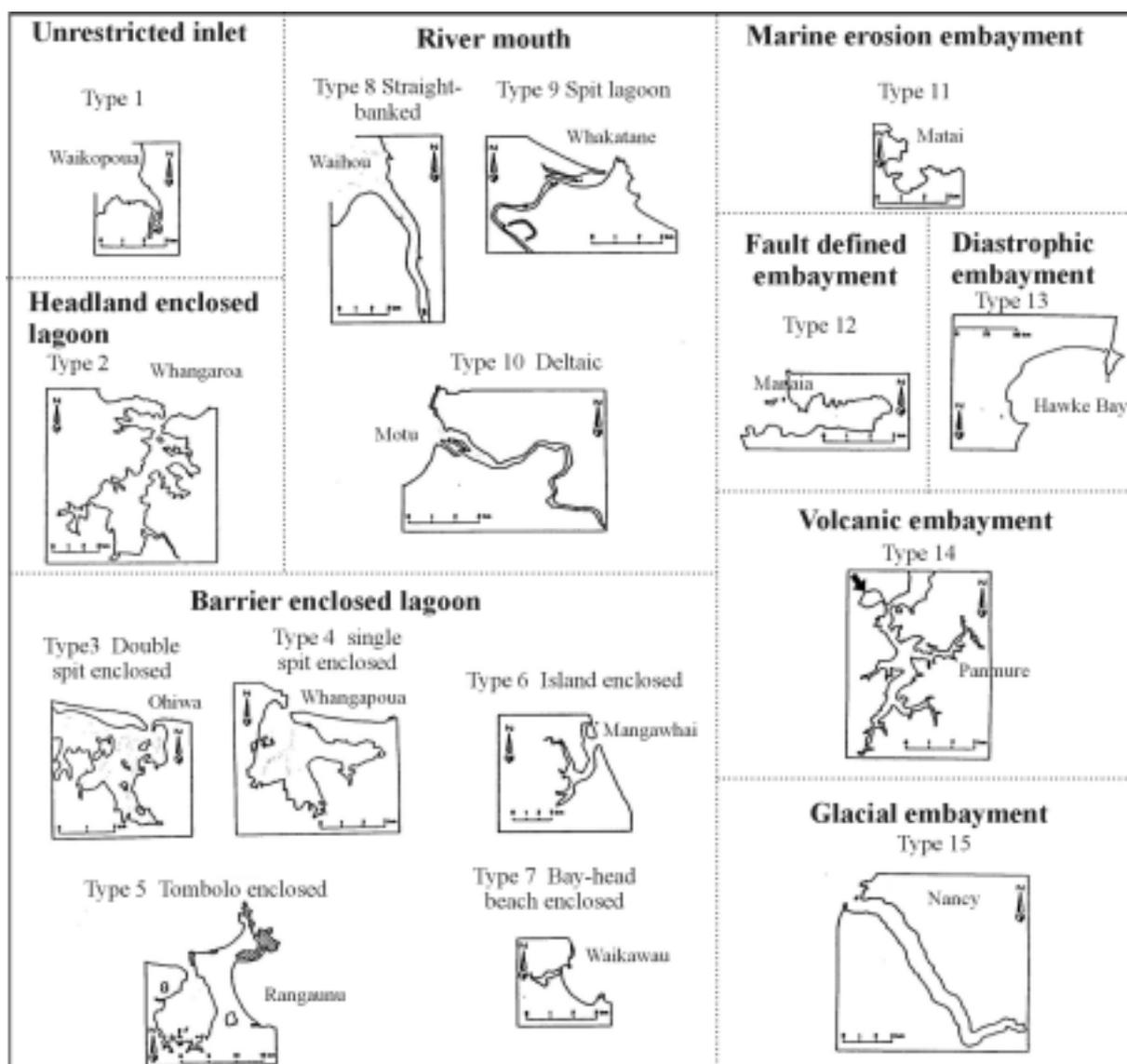


Figure I - 3 : Classification morphologique d'embouchures de Nouvelle Zélande (Hume et Herdendorf, 1987, modifié). *Morphological classification of tidal inlets in New Zealand (Hume and Herdendorf, 1987, modified)*

Galvin (1971) propose une autre classification, basée sur la position relative des côtes adjacentes, en fonction des dérives littorales de part et d'autre du système. Il distingue donc 4 types d'embouchure (figure I - 4): 1) embouchure à chevauchement nul (cas où la dérive littorale résultante est nulle), 2) chevauchement (overlapping offset: la côte amont alimentée par une forte dérive littorale, chevauche la côte aval), 3) et 4) décalage amont ou aval qui correspondent à l'avancement respectif de la côte amont ou de la côte aval vers l'océan. Une telle classification ne permet pas la comparaison de différentes embouchures dans l'absolu. En effet, comme nous le verrons dans un chapitre ultérieur, une embouchure peut au cours de son évolution, entrer successivement dans le type 1) 2) et 3).

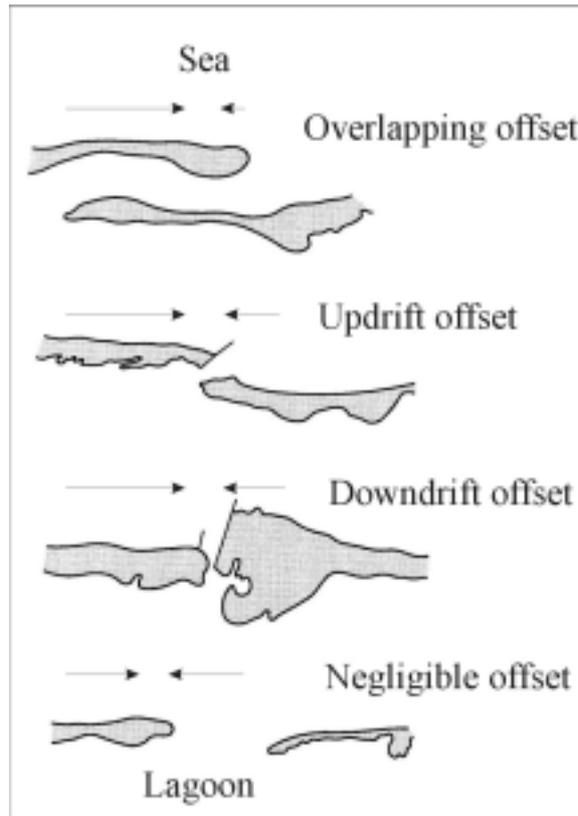


Figure I - 4 : Classification géométriques des embouchures (d'après Galvin, 1971).

Inlet types (Galvin, 1971)

Ces classifications basées sur des critères purement morphologiques apparaissent donc insuffisantes pour des études comparatives, et ne permettent pas de classer une embouchure donnée dans l'un ou l'autre type, étant donné l'évolution continue de ces systèmes qui peuvent être très dynamiques.

C - 2 - Les classifications énergétiques

Ce sont les classifications qui prennent en compte l'hydrodynamique associée à ces systèmes d'embouchures. D'après Hayes (1975, 1979), puis Davis et Hayes (1984), les embouchures tidales peuvent être classées en fonction de l'influence relative de la houle et de la marée. Ils définissent des classes énergétiques pour ces deux facteurs hydrodynamiques. Ils distinguent ainsi des régimes microtidaux (marnage $< 1\text{m}$), mésotidaux modérés ($1 < \text{Marnage} < 2\text{m}$), mésotidaux forts ($2 < \text{Marnage} < 3.5$) et des régimes macrotidaux: modéré ($3.5 < \text{Marnage} < 5.5$) et forts (marnage $> 5.5\text{m}$). De même, l'énergie de la houle est considérée faible pour des hauteurs significatives $H_s < 0.6\text{m}$, modérée pour $0.6 < H_s < 1.5\text{m}$ et forte pour $H_s > 1.5\text{m}$.

L'influence relative de ses deux paramètres hydrodynamiques permet de différencier cinq classes d'embouchures tidales (figure I - 5):

- Les embouchures dominées par la houle, qui sont caractérisées par un delta de jusant peu développé, alors que le delta de flot est important et constitué de plusieurs lobes. Les chenaux sont en général peu profonds. Les îles barrières dans ces environnements sont de longues barrières sableuses interrompues par des embouchures peu nombreuses.

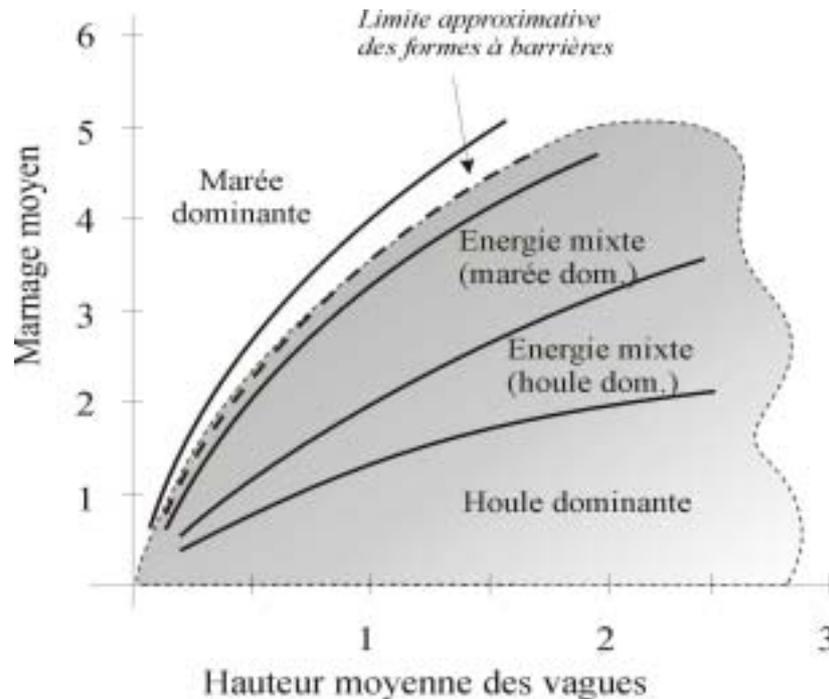


Figure I - 5 : Classification des embouchures en fonction des paramètres hydrodynamiques (modifié d'après Davis et Hayes, 1984). *Energetic classification of tidal inlets (Davis and Hayes, 1984, modified)*

- Les embouchures à énergie mixte néanmoins dominées par la houle présentent un delta de jusant un peu plus développé, mais la majorité des corps sableux reste localisée près de l'embouchure (Fitzgerald, 1985). Les îles barrières possèdent alors un nombre d'embouchures plus important.

- Les embouchures à énergie mixte dominées par la marée présentent un delta de jusant plus développé, et le nombre de passes est important.

Pour ces embouchures dites "à énergie mixte", la morphologie et la géométrie des différentes unités sédimentaires sont très variables (Hubbard *et al.*, 1979).

- Les embouchures dominées par la marée sont caractérisées par des deltas de jusant très développés et par la présence de nombreux bancs découvrants de part et d'autre des profonds chenaux de marée. Dans ce domaine, les rares systèmes d'îles barrières sont très courts et les échanges lagune - océan sont très importants (Nichols et Allen, 1981).

Il est à noter que Hayes situe la limite d'existence des formes à barrières dans le domaine de dominance de la marée modérée (figure I - 5).

C - 3 - Autres classifications

D'autres classifications s'intéressent à la fois aux conditions hydrodynamiques et à la morphologie. C'est le cas de la classification des embouchures de Géorgie par Oertel (1975), qui définit quatre classes d'embouchures (ou plus exactement de deltas de jusant), en fonction des courants longshore et cross-shore qui peuvent ici être assimilés respectivement au courant de dérive littorale et au courant de marée. Cette classification, très proche de la précédente si l'on associe le courant longshore à l'énergie de la houle et le courant cross-shore au courant tidal, suggère déjà les processus de transport sédimentaire, et en particulier le mode de by-pass² des sédiments.

OERTEL (1988) utilise la comparaison entre la limite d'influence de l'embouchure vers le large (Seaward Limit of a natural inlet Jet Field) SL_{jf} et la zone littorale (Seaward Limit of the adjacent Littoral Zone) SL_{lz} . Oertel définit la SL_{jf} pour une embouchure idéale comme étant égale à quatre fois la largeur de la gorge, et la position de la ligne de déferlement est utilisée pour estimer la limite externe de la zone littorale. En se référant à la relation de Bruun (1966) entre le prisme de marée et la dérive littorale Ω / M_{tot} (voir section D - 5), il décrit quatre types d'embouchures:

- A ($SL_{jf} < SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} = 10-50$) caractérisée par la progradation de la flèche littorale et une migration faible de l'embouchure avec un by-pass modéré;
- B ($SL_{jf} \cong SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} < 20$) caractérisée par une faible migration de l'embouchure;
- C ($SL_{jf} \cong SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} = 100-200$) où on observe une faible migration de l'embouchure et un by-pass sur les barres du delta de jusant;
- D ($SL_{jf} \geq SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} = 100 - 200$) où un faible by-pass se produit principalement par migration des barres sur le delta.

² Le by-pass des sédiments au niveau d'un système d'embouchure regroupe l'ensemble des processus par lesquels le sédiment est transporté de la côte amont vers la côte aval. Le volume de sédiment ainsi transféré est faible par rapport au volume du delta de jusant, mais constitue néanmoins souvent le processus majeur de transfert des sédiments à la côte aval (Gaudio et Kana, 2001). Les différents modes de by-pass seront présentés dans la partie I - E.

D - Stabilité des embouchures tidales

D - 1 - Introduction

Qu'une embouchure tidale puisse demeurer à une position fixe et avec une géométrie fixe est d'un grand intérêt, et ce, pour un grand nombre de raisons.

Ces embouchures sont tout d'abord l'unique moyen de régénérer l'eau présente dans la lagune et de lui fournir une eau côtière riche en oxygène. La qualité de l'eau du système lagunaire et les éventuelles activités d'aquaculture en dépendent.

De plus, les embouchures tidales jouent un rôle important sur le système d'îles barrières. Les deltas de jusant sont de véritables réservoirs de sable souvent utilisés dans les opérations d'aménagements côtiers, et leur volume peut atteindre celui des îles barrières (FitzGerald et Hayes, 1980, Hayes, 1980). Des variations de l'hydrodynamisme de ces systèmes peuvent engendrer des variations du transport sédimentaire, qui vont à leur tour agir sur le volume de sable transféré à la côte aval, conditionnant l'accrétion ou l'érosion de ses plages. La migration des passes et le by-pass peuvent également avoir des effets dramatiques sur les côtes adjacentes.

Enfin, le maintien des chenaux de navigation est indispensable lors de la présence de ports ou de marinas, ou en cas d'activités industrielles ou de pêche, souvent localisées à l'abri, à l'intérieur des lagunes.

D - 2 - Définitions

La capacité d'une embouchure à rester ouverte peut être considérée d'un point de vue stabilité du système, d'un point de vue équilibre entre les différentes forces agissant, ou plus généralement d'un point de vue persistance de cette embouchure.

- La **stabilité** d'une embouchure tidale peut être une stabilité de position, lorsque l'embouchure reste à une position donnée sur le système d'îles barrières et ne migre pas, et une stabilité de géométrie, lorsque l'embouchure conserve à peu près les mêmes formes et dimensions au cours du temps (c'est à dire permettant le transit de la même quantité d'eau). Les embouchures peuvent alors être considérées stables en terme de position, de géométrie, ou des deux.

Cette stabilité, en milieu naturel, n'est jamais atteinte. Une embouchure, en raison de processus hydrodynamiques, et de la forte mobilité des grains de sable, montre toujours des variations morphologiques (Carter, 1988).

- Cet état de stabilité est souvent associé à un état de **quasi-équilibre** entre la dérive littorale, les courants tidaux et le régime local des vagues, qui permet à l'embouchure de rester ouverte. Cet état de quasi-équilibre est lui même rarement atteint. En effet, une embouchure présente souvent des variations à court terme associées avec les cycles de morte-eau - vive-eau, des variations saisonnières associées avec les tempêtes, et des variations long terme, comme la décroissance progressive de la section, associées aux variations de climat et/ou de niveau de la mer.

- De manière plus globale, la **persistance** d'une embouchure est définie comme étant la capacité de cette embouchure à rester ouverte pendant une longue période de temps, quelles que soient les variations observées dans la configuration d'équilibre. Même si des modifications de la géométrie du système se produisent, l'embouchure peut demeurer en état d'équilibre dynamique et maintenir les échanges entre la lagune et l'océan.

De nombreuses études ont été effectuées sur la stabilité des embouchures tidales depuis les années 1920. La plupart reconnaissent une relation entre l'organisation morphologique du système et l'hydrodynamique, comme c'est le cas pour le principe semi-empirique de stabilité d'Escoffier (1940). D'autres études, basées sur des données de terrain, sont fondées sur des relations entre les différents paramètres du système, et définissent des états d'équilibre par régressions linéaires. Parmi les relations les plus connues, il existe la relation entre la section et le prisme tidal (O'Brien, 1931, 1966, 1969) ou encore celle entre la dérive littorale et le prisme tidal (Bruun, 1966).

D - 3 - Le principe de stabilité d'Escoffier (1940)

Le principe de stabilité, également appelé courbe de fermeture, a été présenté par Escoffier en 1940, qui propose un diagramme (Figure I - 6) dans lequel la vitesse maximale des courants dans l'embouchure V_{\max} est représentée en fonction de la section minimale de l'embouchure sous le niveau moyen de la mer (Mean Sea Level) A_c .

Le calcul de cette courbe de fermeture peut se faire en utilisant les méthodes de Brown (1928) ou de Keulegan (1951) résumées et comparées par Escoffier (1977).

Quand la section mouillée est proche de zéro, la vitesse maximale est également proche de zéro, par augmentation de la friction dans l'embouchure (inversement proportionnelle à la section) (Van de Kreeke, 1992). Si la section mouillée est peu importante, son augmentation induit une augmentation de la vitesse maximale, car la croissance du prisme de marée est alors prédominante (De Vriend, 1996). Pour des sections mouillées importantes, la vitesse maximale décroît quand la section mouillée augmente. Ceci résulte du fait que le prisme tidal atteint son maximum, et le même débit s'écoulant dans une embouchure de plus en plus large induit une diminution des vitesses des courants.

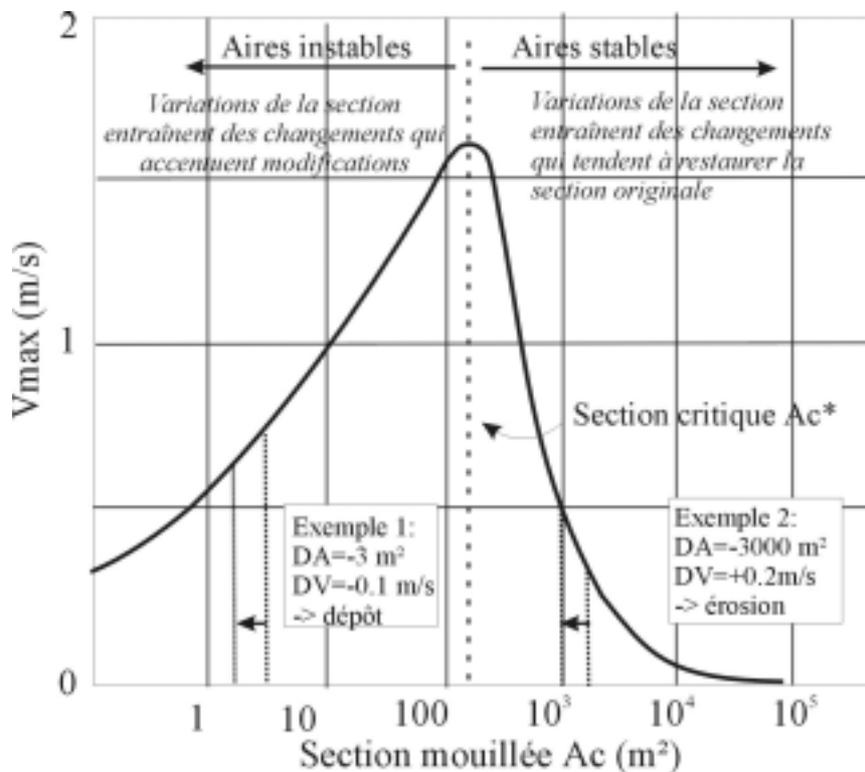


Figure I - 6 : Principe de stabilité d'Escoffier (1940), modifié. *Escoffier (1940) stability concept.*

La courbe de fermeture présente un pic de vitesse qui correspond à une section mouillée critique. Escoffier définit ensuite la vitesse d'équilibre V_{eq} d'une embouchure comme étant la vitesse pour laquelle le transport sédimentaire est juste suffisant pour expulser le sédiment hors de l'embouchure, qui dépend de l'apport sédimentaire, des propriétés des sédiments, du régime de houle et du marnage. En considérant une base de données d'embouchures (8 aux USA, 6 en Hollande et 1 au Danemark), Bruun (1966) remarque que la vitesse d'équilibre est la même et est à peu près 1 m/s ($\pm 15\%$).

Lorsque l'on représente la droite $V_{max} = V_{eq}$, cette droite coupe la courbe de fermeture en deux points correspondant aux sections A_u et A_s qui sont les sections d'équilibre, ou selon

Escoffier (1940), les sections pour lesquelles l'embouchure a une taille stationnaire (figure I - 7).

Quand la section A est plus grande que A_s , la vitesse est plus faible que V_{eq} , et le transport sédimentaire est inférieur à celui requis pour maintenir un taux nul de dépôt/érosion dans l'embouchure. La section mouillée va alors décroître jusqu'à la valeur A_s .

De même, pour $A_u < A < A_s$, la capacité de transport est plus importante, et le sédiment est expulsé du chenal jusqu'à ce que la section atteigne la valeur A_s .

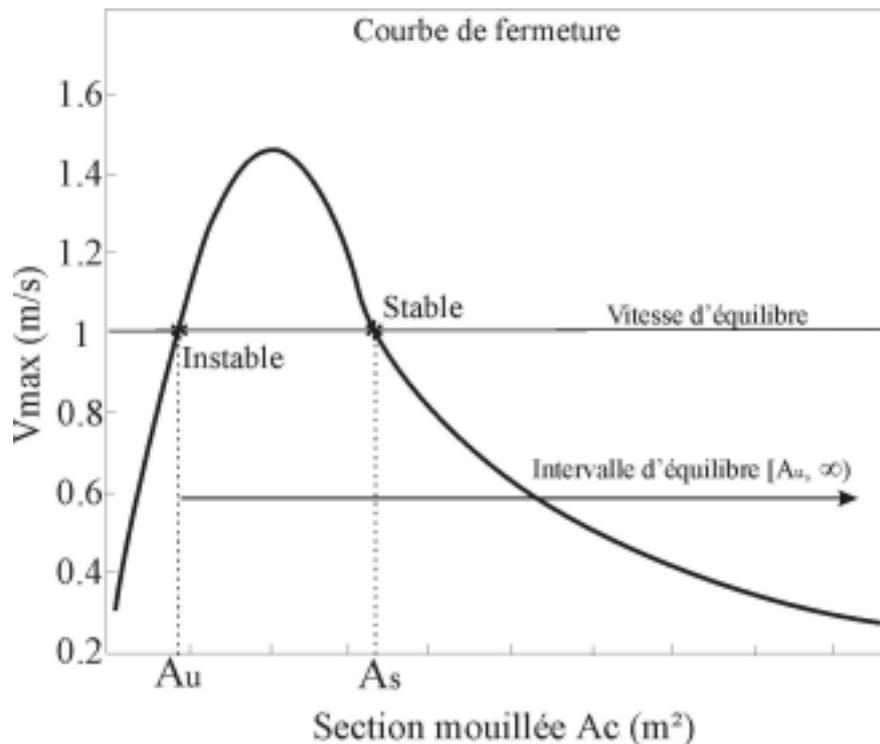


Figure I - 7 : Vitesse d'équilibre, intervalle d'équilibre et section mouillée montrant les conditions d'équilibre stable (A_s) et instable (A_u), modifié d'après Escoffier (1940) et Van de Kreeke (1985). *Equilibrium velocity, equilibrium interval, and cross-sectional areas exhibiting stable (A_s) and unstable (A_u) equilibrium conditions.*

En suivant le même raisonnement, lorsque $A < A_u$, la capacité de transport diminue et la section diminue jusqu'à ce que l'embouchure se ferme. Quand la section est égale à A_u , l'embouchure est donc dite en équilibre instable, alors que pour $A = A_s$, l'embouchure est en équilibre stable.

Suivant ce concept, une embouchure sera donc stable lorsque sa section est dans l'intervalle d'équilibre, c'est-à-dire de A_u à l'infini (Van de Kreeke, 1992).

D - 4 - La relation section mouillée / prisme tidal (O'Brien, 1931, 1966)

En 1931, O'Brien exprima une relation entre les dimensions générales d'une embouchure et le prisme de marée:

$$A = C \cdot \Omega^n$$

Où Ω est le volume du prisme de marée (m^3) (volume entrant par l'embouchure entre la basse mer et la pleine mer de vive-eau), A la surface de la section sous le niveau moyen des mers en m^2 , et C et n des coefficients obtenus par régression linéaire.

Ces coefficients ont été calculés et la relation validée par différents auteurs (O'Brien, 1931, 1966; Nayak, 1971; Jarret, 1976; Eysink 1990; Gerritsen 1990; Hume, 1991; Hume et Herdendorf, 1992; Van de Kreeke, 1996; Michel, 1997, ...) sur des embouchures stabilisées (avec des jetées) ou non. La plus importante base de données provient de Jarret (1976) qui a analysé 108 embouchures des côtes atlantique, pacifique et du Golfe du Mexique (tableau I - 2).

Embouchures	C	n
Atlantique, Golfe et Pacifique		
tous	5.74E-05	0.95
une ou pas de jetée	1.04E-05	1.03
deux jetées	3.76E-04	0.86
Côtes atlantiques		
tous	7.75E-06	1.05
une ou pas de jetée	5.37E-06	1.07
deux jetées	5.77E-06	0.95
Côtes du Golfe du Mexique		
tous	5.02E-04	0.84
une ou pas de jetée	3.51E-04	0.86
deux jetées		
Côtes du Pacifique		
tous	1.19E-04	0.91
une ou pas de jetée	1.91E-04	1.1
deux jetées	5.28E-04	0.85

Tableau I - 2 : Valeurs de C et n de la relation d'équilibre de O'Brien (1931, 1966) d'après Jarret (1976).
Values of C and n for the O'Brien (1931, 1966) equilibrium formula (Jarret, 1976).

Néanmoins, l'intervalle des valeurs de C et n est important ($7.76 \cdot 10^{-6} < C < 5.02 \cdot 10^{-4}$; $0.84 < n < 1.1$) sur les différentes régions étudiées (Gao et Collins, 1994b), ce qui implique que la relation n'est pas universelle et que les conditions locales jouent un rôle important dans l'équilibre d'une embouchure (Salles, 2000).

La relation d'équilibre d'O'Brien doit donc être utilisée pour une évaluation préliminaire de l'équilibre d'une embouchure, mais doit s'accompagner d'une étude plus approfondie des conditions locales pour comprendre la stabilité d'un système. En effet, même lorsque le

prisme de marée et la section sont dépendants l'un de l'autre, d'autres facteurs peuvent influencer la stabilité ou la fermeture d'une embouchure (Salles, 2000).

D - 5 - La relation dérive littorale / prisme tidal (Bruun, 1966) et le critère de stabilité globale

La stabilité globale d'une embouchure prend en compte la totalité du chenal de l'embouchure à l'opposé de la stabilité de section mouillée qui ne s'intéressait qu'à la gorge. Bruun (1978) a proposé un critère basé non plus seulement sur des critères internes comme le prisme de marée, mais également sur des facteurs externes comme la dérive littorale. Il utilise le quotient du prisme tidal de vive-eau Ω_{VE} sur la quantité totale de sédiment transporté par la dérive littorale, M_{tot} , comme un critère pour évaluer le degré de stabilité, et suggère que ce quotient a une valeur limite en dessous de laquelle l'embouchure n'est plus stable. Il propose la classification suivante:

$\Omega_{VE} / M_{tot} > 150$	conditions relativement bonnes, peu de barres, bonne vidange
$100 < \Omega_{VE} / M_{tot} < 150$	conditions moins satisfaisantes, la formation de barres devant l'entrée devient plus prononcée
$50 < \Omega_{VE} / M_{tot} < 100$	Le lobe du delta de jusant est important, mais un chenal peut le traverser.
$20 < \Omega_{VE} / M_{tot} < 50$	"bar Bypassers". La houle déferle sur la barre pendant les tempêtes, et ferme l'embouchure. Le maintien de ces systèmes dépend de l'apport fluvial augmenté lors des tempêtes ou des périodes de mousson. Les chenaux sont très dangereux pour la navigation.
$\Omega_{VE} / M_{tot} < 20$	L'entrée de la lagune est alors un chenal de débordement instable et non permanent, plus qu'une véritable embouchure tidale

Lorsque la mesure de la section mouillée est plus accessible que le prisme tidal, Bruun (1978) relie la dérive littorale à la surface par:

$$\frac{\Omega_{VE}}{M_{tot}} = \frac{A\bar{U}T}{2M_{tot}}$$

où A est la section, \bar{U} est la vitesse moyenne sur le demi-cycle de marée, et T la période de la marée. En utilisant la valeur de $\bar{U} = (2/3)V_{max} = 0.67$ m/s (Escoffier, 1940), Bruun (1978) suggère les intervalles suivants:

$(2/3)A / M_{tot} > 0.9 \cdot 10^{-2}$	pour une bonne stabilité
$0.9 \cdot 10^{-2} > (2/3)A / M_{tot} > 0.45 \cdot 10^{-2}$	pour une stabilité moyenne
$(2/3)A / M_{tot} < 0.45 \cdot 10^{-2}$	pour une faible stabilité

Ces relations ont été largement appliquées et validées (par exemple, Hume et Herdendorf, 1992; Gao et Collins, 1994a). Cependant, l'utilisation de la dérive littorale totale entraîne une certaine erreur de la méthode pour des études comparatives. En effet, la relation entre la dérive littorale totale et la quantité de sable qui entre dans l'embouchure n'est pas toujours constante et dépend de la bathymétrie, de la morphologie du delta de jusant et du régime de houle.

D - 6 - Autres critères

- influence de la houle:

Au delà du critère de Ω_{VE} / M_{tot} , d'autres auteurs ont étudié le concept de stabilité globale d'une embouchure en y incluant une forme d'influence externe (direction et hauteur de la houle, énergie longshore) (Byrne *et al.*, 1974; Metha et Hou, 1974). Ils proposent des paramètres tels que le "quotient de maintien du chenal" et le "coefficient de stabilité", qui sont fonction de ces paramètres de la houle.

Une autre étude par Johnson (1972) analyse la puissance annuelle de la houle sur 46 embouchures de la côte de Californie, concluant que la puissance est le paramètre qui a le plus d'importance dans la stabilité.

- Le rôle du delta de jusant :

Walton et Adams (1976) ont montré que le volume du delta de jusant est étroitement lié au prisme de marée par la relation:

$$V_{\Delta} = c_0 \Omega^b$$

Où V_{Δ} est le volume du delta de jusant au dessus d'un niveau hypothétique de la topographie en l'absence d'embouchure (en m^3) et Ω le prisme de marée. Les coefficient b et c_0 sont obtenus par régression linéaire à partir de mesures effectuées pour trois types de côtes en fonction de leur exposition à la houle. Le coefficient b peut être pris constant pour tous les types d'embouchure ($b = 1.23$), alors que c_0 varie de $8.7 \cdot 10^{-5}$ pour des côtes exposées à $13.8 \cdot 10^{-5}$ pour des côtes peu exposées.

Cette relation a été reprise par Eysink (1990), puis confirmée par De Vriend en 1994.

FitzGerald (1988) utilisant les courbes de Walton et Adams a montré qu'une augmentation du prisme de marée de 5% peut multiplier par deux le volume du delta de jusant pour retourner à l'équilibre, demandant, en terme de volume sédimentaire, un recul de la côte

adjacente de 100 m. En ce sens, le volume du delta de jusant intervient également dans la stabilité des embouchures tidales et des îles-barrières.

D - 7 - Cas des embouchures multiples

Les embouchures multiples sont des cas particuliers où une même lagune communique avec l'océan par plusieurs embouchures. Plusieurs auteurs se sont intéressés à la stabilité de tels systèmes. Le travail le plus important est celui de Van de Kreeke (1984, 1985) qui a développé un modèle analytique pour étudier la stabilité d'une embouchure particulière à deux passes, et a ensuite généralisé le modèle pour n'importe quel système multiple (Van de Kreeke, 1990), suggérant que les systèmes multiples sont instables.

D'autres auteurs se sont concentrés sur la formation et l'évolution de systèmes multiples, identifiant quelques uns des processus hydrodynamiques qui affectent leur stabilité, et analysant certains aspects de la réponse hydrodynamique aux changements de morphologie (Aubrey et Giese, 1993). Ces études, contrairement aux résultats de Van de Kreeke (1990) montrent des systèmes multiples qui peuvent rester stables sur une échelle de temps d'une dizaine d'années. De nombreux exemples ont montré que des systèmes multiples sur une même lagune pouvaient avoir une longue durée de vie et persister sur une échelle de temps historique: Gasparilla Sound en Floride (Escoffier, 1977), Waquoit Bay (Aubrey *et al.*, 1993) et Nauset Inlet (Aubrey *et al.*, 1997), Matagorda Bay au Texas (Kraus et Militello, 1999) et la Ria Formosa au Portugal (Salles, 2000).

E - Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures

Le by-pass des sédiments aux embouchures tidales est le processus par lequel les sédiments sont transférés de la côte amont vers la côte aval de l'embouchure, via le chenal principal et/ou le delta de jusant. Sur la plupart des côtes à îles-barrières, la source de sable provient de l'érosion de la côte adjacente. Ce sédiment est transporté vers l'embouchure par la dérive littorale. Ce sable peut transiter le long du delta de jusant pour aller alimenter la côte aval, ou être bloqué par les courants de marée dans le chenal et s'accumuler sur la plate-forme de swash.

Lors des tempêtes, quand les vagues plus importantes apportent de grandes quantités de sable dans la passe et que la surcote induit des courants de flot plus puissants, le sable est transporté vers la lagune. Lors des périodes de beau temps, les sédiments présents dans l'embouchure sont transportés vers le large et se déposent sur le lobe terminal du delta de jusant (Fitzgerald et al, 2001). La transformation des vagues et leur déferlement sur le lobe terminal entraîne un transport vers la côte sur les plates-formes de swash du delta de jusant et le long du delta vers les plages adjacentes. Cette migration vers la côte prend souvent la forme de larges barres dites de "swash", qui migrent progressivement vers le littoral. Sur la côte aval, le sédiment migre vers la plage adjacente et peut être re-transporté vers l'embouchure selon la forme du delta de jusant et l'approche des vagues qui peut entraîner une dérive littorale inverse.

Les mécanismes responsables du by-pass des sédiments aux embouchures ont été largement étudiés, et de nombreux modèles de fonctionnement ont été proposés. La plupart de ces modèles sont basés sur les études de Bruun et Gerritsen (1959) et Bruun (1966) et les travaux de FitzGerald (1982, 1996). Les processus de by-pass et d'évolution des embouchures tidales naturelles ont été décrits sous forme de 6 modèles conceptuels dans une récente revue de FitzGerald *et al.* (2001) (figure I - 8).

E - 1 - Modèle 1: Processus des embouchures stables (*Stable inlet processes*).

Une embouchure stable possède une gorge stable et un chenal principal de jusant qui garde une position à peu près fixe dans le delta de jusant. Cette stabilité est souvent liée à la nature du substrat plus ou moins résistant à l'érosion. Le by-pass de sédiment à ces embouchures (figure I - 8 - A) s'effectue par la formation de larges complexes de barres sableuses sur le

delta de jusant, migrant progressivement vers la côte aval jusqu'à l'attachement à la plage adjacente (Fitzgerald, 1988). Ces complexes sont formés de barres de swash qui se combinent entre elles lors de la migration vers la côte. Ces barres, qui résultent de l'action des vagues sur le sédiment transporté vers le large dans le chenal principal, migrent vers la côte en raison du courant onshore dominant sur les plates-formes de swash. Leur coalescence est due à la diminution du taux de migration sur la plate-forme de swash. En effet, plus les barres migrent vers la côte, plus elles sont exposées en pénétrant dans la zone intertidale. Le swash, responsable de leur migration, agit alors de moins en moins longtemps sur ces barres de plus en plus souvent émergées. Ceci entraîne un gradient dans la migration vers la côte, et les barres internes sont rattrapées par les barres externes qui migrent plus rapidement.

Ce cas d'évolution d'une embouchure naturelle a été décrit à *Price Inlet*, dans la Caroline du Sud où plus de 100 000 m³ de sable ont été ainsi transférés vers la côte aval. Le temps de formation et de migration de ces barres prend en général de 4 à 10 ans. La taille des barres augmente avec la taille de l'embouchure.

Le taux de by-pass des sédiments à ces embouchures stables dépend de la géométrie du delta de jusant, de l'angle d'incidence des vagues et de la réfraction sur le delta. Trois processus de transfert peuvent être identifiés:

- Une partie du sédiment fournie par la dérive littorale s'accumule sur la côte amont de l'embouchure, formant une barre qui s'étend vers le large. Au fur et à mesure que cette barre croît, elle s'attache progressivement aux barres qui longent le chenal principal. Les courants de flot transportent une partie de ce sable dans le chenal principal. Lors du jusant, les courants expulsent ce sédiment du chenal vers le lobe terminal (des deux côtés de l'embouchure) où il peut alimenter la formation de nouvelles barres de swash qui migrent vers la côte.

- Selon l'angle d'approche des vagues, les courants littoraux peuvent transiter directement de la côte amont vers la côte aval le long du delta externe. Une partie du sédiment "traverse" alors le chenal de jusant, alimentant la partie aval du delta de jusant ou transitant le long de la côte aval.

- La réfraction des vagues sur le delta peut générer une dérive inverse locale le long de la côte aval. Dans ce cas, la plupart du sédiment transporté reste sur le delta de jusant et n'alimente pas la côte adjacente.

E - 2 - Modèle 2: Rupture du delta de jusant (Ebb-tidal delta breaching).

La rupture du delta de jusant se produit à des embouchures ayant une position relativement fixe sur la barrière, mais dont le chenal de jusant migre cycliquement vers la côte aval (figure I - 8 - A). Ce processus s'observe parfois aux embouchures naturellement bloquées par des affleurements rocheux, ou stabilisées par des jetées. Le transport littoral dominant provoque une accumulation préférentielle sur la partie amont du delta de jusant. Celle-ci entraîne la rotation progressive du chenal principal vers la côte aval. Ce processus peut aboutir à la mise en place d'un chenal quasi- parallèle à la côte. Ce processus s'accompagne en général d'une importante érosion de la plage aval (déviation dynamique, Oertel, 1988). Dans cette position, le chenal devient méandrique et de moins en moins efficace. Le courant de jusant peut alors, dès qu'une tempête surélève le niveau marin, creuser une brèche au travers du delta de jusant pour avoir un accès plus direct vers l'océan. Cette création d'un nouveau chenal plus direct peut s'effectuer graduellement sur une période de 6 à 12 mois, ou de manière catastrophique lors d'une tempête. Lorsque le nouveau chenal est créé, il capte la majorité du prisme tidal, et l'ancien chenal abandonné est progressivement comblé par les sédiments.

Cette rupture du delta de jusant s'accompagne d'un important transfert de sédiment de l'amont vers l'aval. En effet, tout le sable présent sur la plate-forme de swash amont, se retrouve situé sur la partie aval du delta de jusant après la re- localisation du chenal principal. Une partie de ce sable va combler l'ancien chenal, et le reste forme un complexe de barres intertidales ou subtidales qui migrent progressivement vers la côte adjacente sous l'action des vagues. L'attachement progressif de ces barres constitue une nouvelle source sédimentaire importante pour la côte aval (Kana *et al.*, 1985). Le processus entier prend en général de 5 à 10 ans (FitzGerald *et al.*, 2001). L'intervalle entre deux épisodes de by-pass est également lié à la dérive littorale. Lorsque une direction de dérive littorale est dominante, la majorité des sédiments s'accumule sur la plate-forme de swash amont. Cela force la rotation progressive du chenal et empêche les sédiments d'atteindre la côte aval où l'alimentation se fait principalement par attachement progressif des barres à la côte (Gaudio et Kana, 2001).

E - 3 - Modèle 3: Migration et rupture de la flèche sableuse (Inlet migration spit breaching).

Ce modèle décrit la tendance relativement répandue des embouchures à migrer sous l'influence de la dérive littorale. Le sable qui s'accumule à l'extrémité de la côte amont entraîne la progradation de la flèche. Selon le principe de stabilité d'Escoffier (1940), la constriction de l'embouchure va entraîner une augmentation de la vitesse des courants et par

conséquent une augmentation de l'érosion dans le chenal et le rétablissement rapide d'une nouvelle section à l'équilibre. Dans la plupart des cas, le transport littoral conduit à l'accumulation sur l'une des côtes de l'embouchure, l'autre côté s'érode (déviation dynamique, Oertel, 1988) favorisant la migration de l'embouchure (Johnson, 1919). Le taux de migration dépend des apports sédimentaires, de l'énergie de la houle et de la puissance des courants tidaux.

Dans les cas où la barrière est relativement proche du continent, cette migration induit une élongation du chenal de marée qui devient de moins en moins efficient.

Dans cette configuration, si une tempête crée une brèche de l'île barrière (Friedrichs *et al.*, 1993), le nouveau chenal est plus direct et facilite les échanges lagune-océan. Ces ruptures ont lieu à des endroits de l'île où l'érosion de la plage et de la dune ont entraîné un amincissement du système qui va être plus facilement franchi lors des surcotes de tempêtes (*washovers*).

La position favorable du nouveau chenal entraîne la capture du prisme tidal de l'ancien chenal et sa fermeture progressive. Dans ce cas, une très importante quantité de sable se retrouve alors transférée de la côte amont à la côte aval.

Un des exemples particulièrement documenté est Kiawah River inlet, en Caroline du Sud, dont la migration et l'évolution a été suivie de 1661 à 1978 (FitzGerald *et al.*, 1978).

E - 4 - Modèle 4: Migration du chenal externe (Outer channel shifting)

Ce mécanisme de by-pass des sédiments est identique à celui décrit dans le modèle de rupture du delta de jusant (modèle 2), mais concerne uniquement la partie la plus externe du chenal principal, et met en jeu une quantité moins importante de sédiment (figure I - 8 - B). Dans ce cas, la partie interne du chenal reste stable alors que la partie externe est poussée par l'accumulation préférentielle de sédiment sur la plate-forme de swash amont. Lorsque l'extrémité du chenal a tourné (peut parfois atteindre l'angle droit), le flux devient moins efficace dans le chenal. Il peut alors y avoir ouverture d'un nouveau chenal au travers du delta de jusant, permettant une meilleure circulation. Cette brèche dans la plate-forme de swash s'observe souvent lors des vives-eaux quand les courants dans le chenal sont plus puissants.

Le sable, alors poussé par les vagues et le courant de flot, migre vers la côte sous forme de barres de swash. Ces barres sont plus petites que celles produites par une rupture dans l'ensemble du delta, mais peuvent tout de même atteindre des volumes de 5 000 à 50 000 m³.

A certaines embouchures, ce processus est observé entre deux épisodes de rupture majeure du delta de jusant. Dans d'autres cas, en particulier pour les embouchures ayant un chenal

profond, il représente le mode dominant de by-pass des sédiments. Willapa Bay Inlet au sud-ouest de Washington est un exemple de ce mode de fonctionnement. Cependant, le sable dans ce cas là, ne forme pas de complexe de barres qui migre vers la côte aval (Hands and Shepsis, 1999).

E - 5 - Modèle 5: Rupture de la flèche de plate-forme (Spit platform breaching).

Dans la plupart des cas où l'embouchure migre, la progradation de la flèche de l'île barrière est précédée par la progradation de ce que l'on appelle la flèche de la plate-forme de swash.

Cette plate-forme peut s'étendre de 100 à 1000m dans l'embouchure, induisant une forte asymétrie du chenal (figure I - 8 - C). Dans ce modèle, une grande quantité de sable est transférée à la côte aval lorsqu'un nouveau chenal se crée au travers de cette plate-forme allongée. Ces plates-formes allongées ont souvent un relief important, avec de nombreuses barres séparées par des petits chenaux secondaires. La progradation de cette plate-forme entraîne la méandrication du chenal et sa perte d'efficacité. Lors des tempêtes, la surcote entraîne l'immersion de la plate-forme, le courant de jusant s'écoule aussi bien dans le chenal que sur la plate-forme où il creuse un nouveau chenal plus direct. A certaines embouchures, ce procédé peut prendre un ou deux ans, et met alors en jeu une grande quantité de sédiment. Dans ce modèle, non seulement l'extrémité de la plate-forme de swash allongée est transférée à la côte aval, mais également la majeure partie du delta de jusant qui se trouve abandonné du fait de la relocalisation du chenal dans une position plus amont. Ce processus de by-pass se reproduit en général avec une fréquence de 4 à 8 ans, en raison de l'extension continue de la plate-forme associée à la progradation de la flèche et à la migration de l'embouchure.

E - 6 - Modèle 6: Embouchure dominée par les vagues (Wave-dominated inlet).

Les embouchures dominées par les vagues sont celles pour lesquelles la distribution des corps sableux et la morphologie générale du delta indique un transport sédimentaire principalement lié à l'action des vagues et où les courants tidaux sont faibles. Ces embouchures sont habituellement de petites tailles (largeur inférieure à 200m) avec un chenal peu profond (profondeur inférieure à 6m). Les bancs sableux sont poussés près de la côte, formant une enveloppe faiblement arquée du delta de jusant. La faible profondeur des bancs qui sont souvent émergés à marée basse, combinée à cette forme relativement linéaire du delta, entraîne un transport important le long de la périphérie du delta, en particulier à marée haute. Le transport de sable le long du delta est identique au transport littoral et s'opère de

manière continue, au contraire de tous les autres modèles qui sont dominés par des migrations de barres épisodiques. Ce mécanisme de by-pass de sédiment est identique au "bar-bypassing model" de Bruun and Gerritsen (1959) et a été simulé mathématiquement par Kraus en 2000.

Une même embouchure peut fonctionner suivant plusieurs de ces modèles au cours de son existence (Fitzgerald, 1988). Par exemple, l'embouchure de Captain Sam aux Etats-Unis a connu un important événement de rupture de la flèche après 30-60 ans de migration progressive (Hayes, 1977), mais entre-temps, le by-pass à l'embouchure s'effectuait selon le mode de fonctionnement des embouchures stables par migration des barres vers la côte (Sexton et Hayes, 1983).

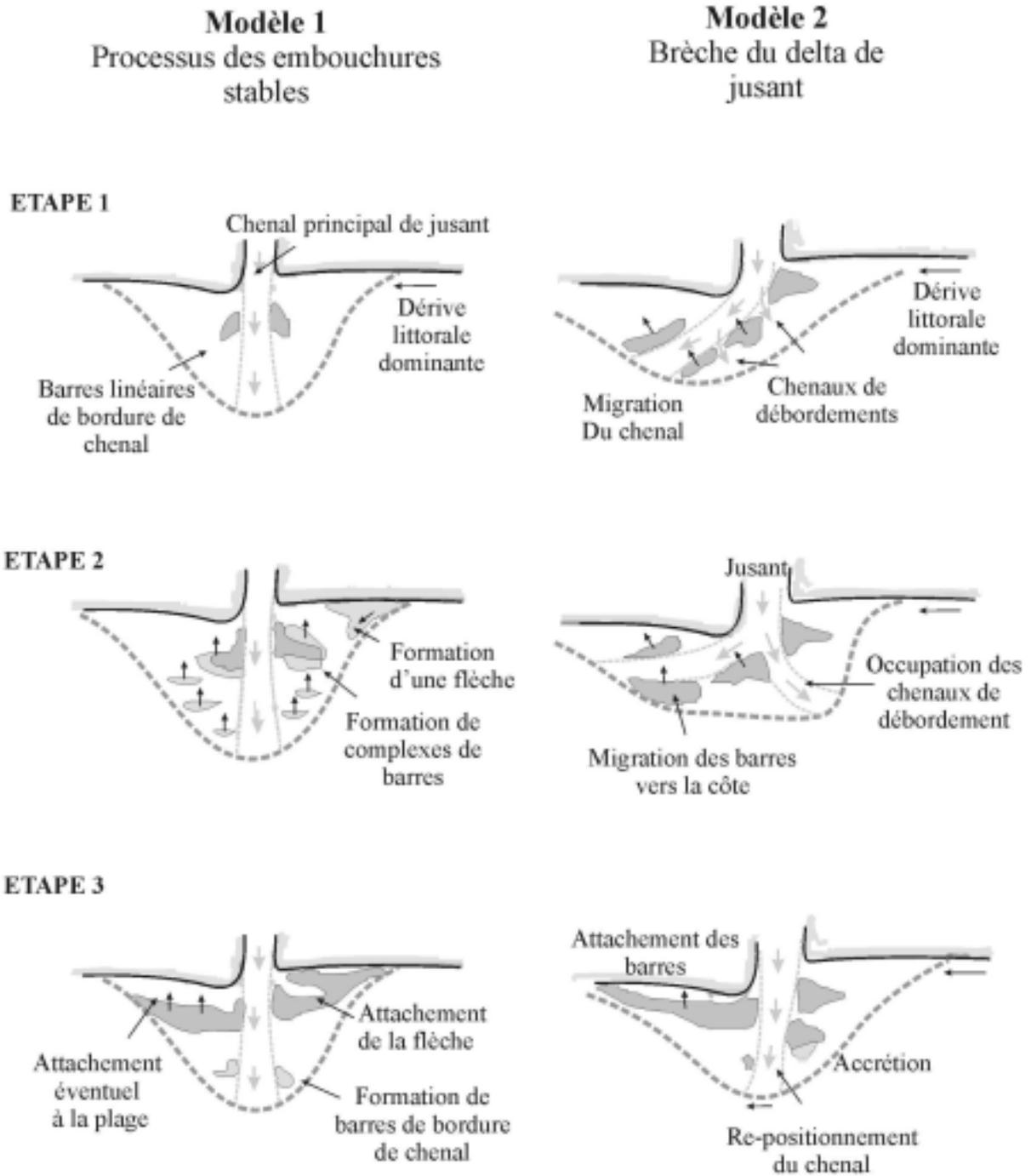


Figure I - 8 - A: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (d'après FitzGerald et al., 2001, modifié). *Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets* (FitzGerald et al., 2001)

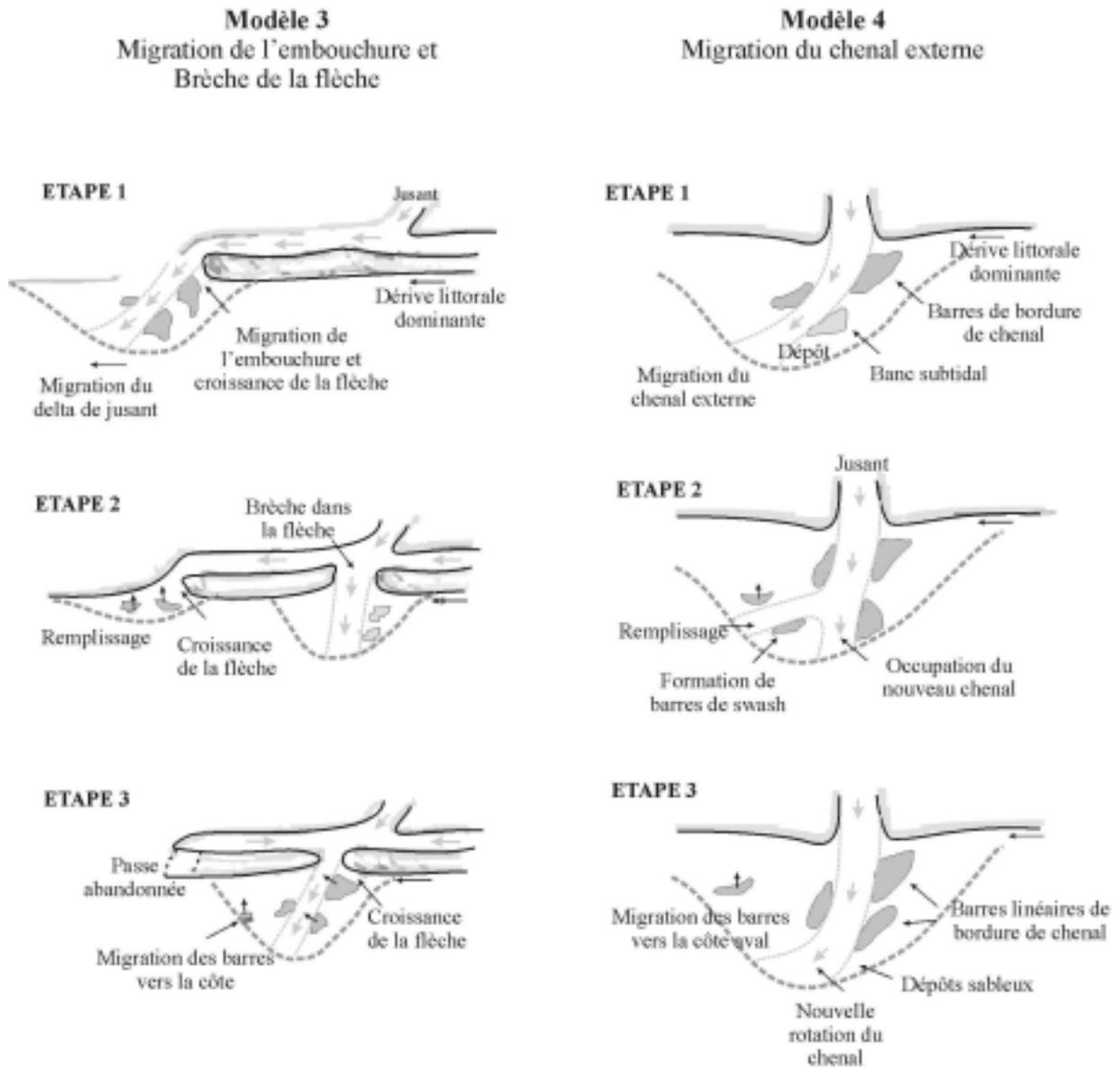
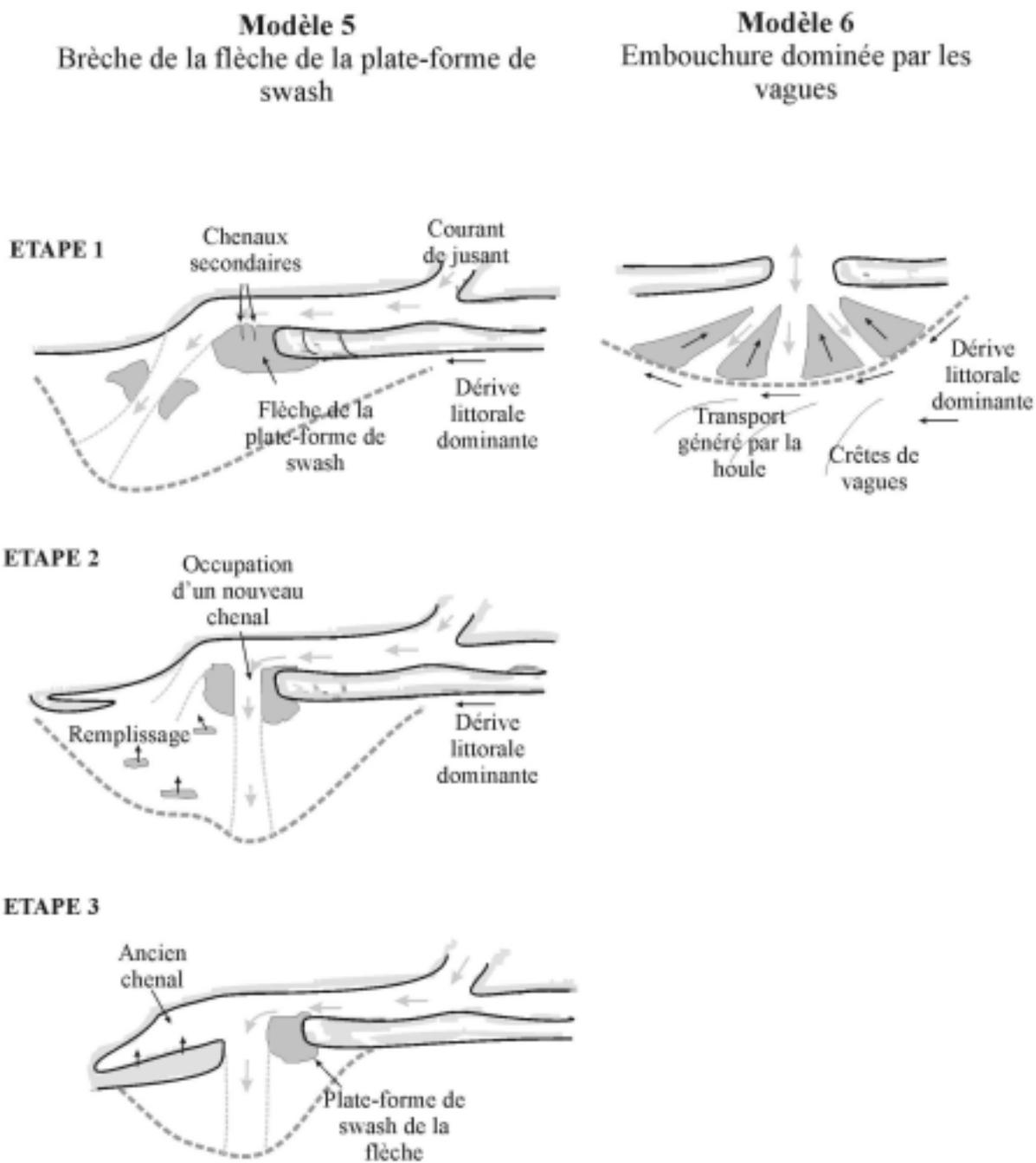


Figure I - 8 - B: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (d'après FitzGerald et al., 2001, modifié). *Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets* (FitzGerald et al., 2001)



ETAPE 3

Ancien chenal
Plate-forme de swash de la flèche
Dérive littorale dominante

Figure I - 8 - C: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales naturelles (d'après FitzGerald et al., 2001, modifié). *Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets* (FitzGerald et al., 2001)

Chapitre II –

Contexte général de la Ria Formosa et évolution historique de La Barra Nova / Ancão inlet.

Chapitre II –

Contexte général de la Ria Formosa et évolution historique de La Barra Nova / Ancão inlet.

L'embouchure tidale de la Barra Nova est située dans le secteur ouest du système d'îles-barrières de la Ria Formosa dans la région de l'Algarve au Sud du Portugal (figure II - 1). L'évolution de ce système d'îles-barrières complexe va conditionner l'existence et le fonctionnement de cette embouchure récente ouverte artificiellement.

L'objectif du présent chapitre est de présenter la zone étudiée, le contexte environnemental de la Barra Nova et d'établir un état des connaissances de l'évolution et du fonctionnement des embouchures situées dans cette partie de la Ria Formosa afin de comprendre les processus d'évolution de ces systèmes sur une échelle de temps non disponible pour la Barra Nova ouverte en 1997.

Dans la partie A, on s'intéressera à la Ria Formosa, ses caractéristiques, son origine et son évolution. Puis on étudiera particulièrement le fonctionnement de l'embouchure dite "d'Ancão" qui sépare la Péninsule d'Ancão de l'île de Barreta (B). Enfin, on analysera les caractéristiques de l'embouchure actuelle (C) afin d'en déterminer le type d'après les critères définis dans le chapitre I.

A - La Ria Formosa

A - 1 - Présentation de la Ria Formosa

Le littoral de la région de l'Algarve au sud du Portugal peut se diviser en deux zones de caractéristiques morphologiques bien distinctes (Granja *et al.*, 1984). Depuis la pointe la plus occidentale, le Cap St Vicente, jusqu'à Olhos d'Agua, la côte est constituée de falaises plus ou moins érodées par la mer et entrecoupées de petites anses sableuses. Ce secteur est appelé le "Barlavento" (figure II - 1). A partir d'Olhos d'Agua jusqu'au fleuve Guadiana, la côte est basse et principalement formée par le système d'îles-barrières de la Ria Formosa. Ce secteur de l'Algarve est appelé le "Sotavento".

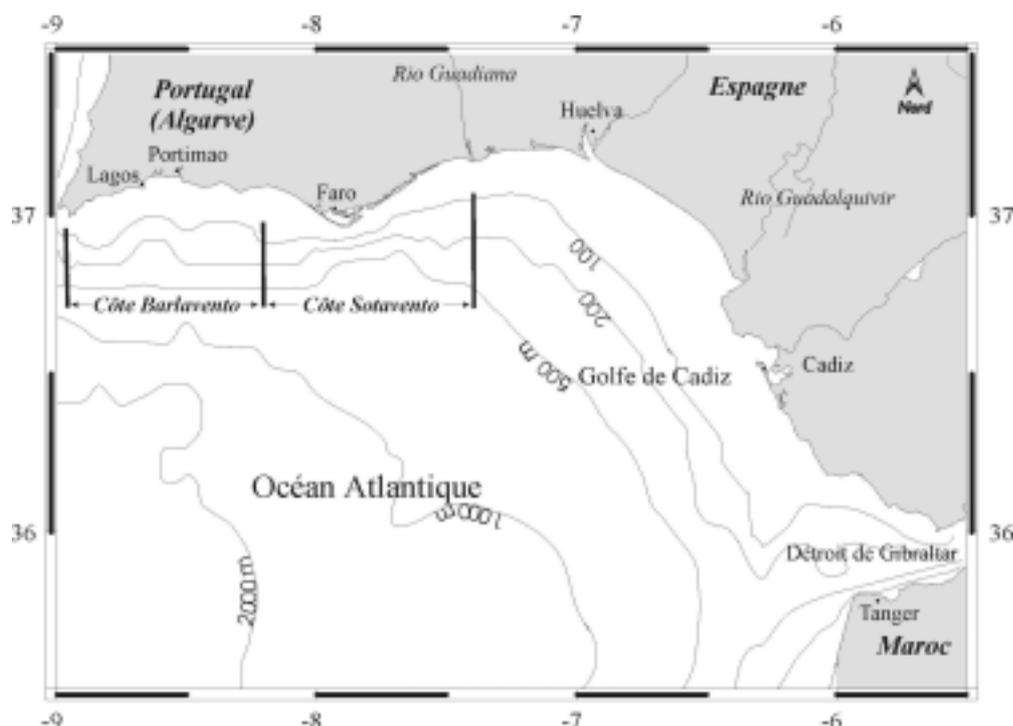


Figure II - 1 : Localisation de la zone d'étude. La côte Sud Portugal.
Location of the study area, the coast of South Portugal.

Le système naturel de la Ria Formosa est une vaste lagune (50 km de long) qui s'étend sur une surface d'environ 111 km² et a une largeur maximale de 6 km en face de la ville de Faro. Le système est actuellement formé de cinq îles-barrières (figure II - 2): Barreta (8 km de long), Culatra (6.5 km de long), Armona (8 km), Tavira (10.5 km) et Cabanas (4.5 km) et de deux péninsules: Ancão (10 km) et Cacela (6 km) (Bettencourt, 1988). Elles forment un cordon sableux long de 80 km entre Olhos de Agua et Vila Real de Santo Antonio à la frontière espagnole. Six passes relient la lagune à l'océan: La Barra Nova (également appelée la passe d'Ancão) qui a été artificiellement ouverte en juin 1997 pour améliorer les échanges d'eau entre la partie ouest de la lagune et l'océan, la passe de Faro (également appelée la passe principale), la passe d'Armona, la passe de Fuzeta, la passe de Tavira et la passe de Cabanas (ou Cacela). Ces différentes passes sont naturelles (c'est à dire non stabilisées) à l'exception de la passe de Faro et celle de Tavira où des jetées ont été construites contraignant l'évolution naturelle.

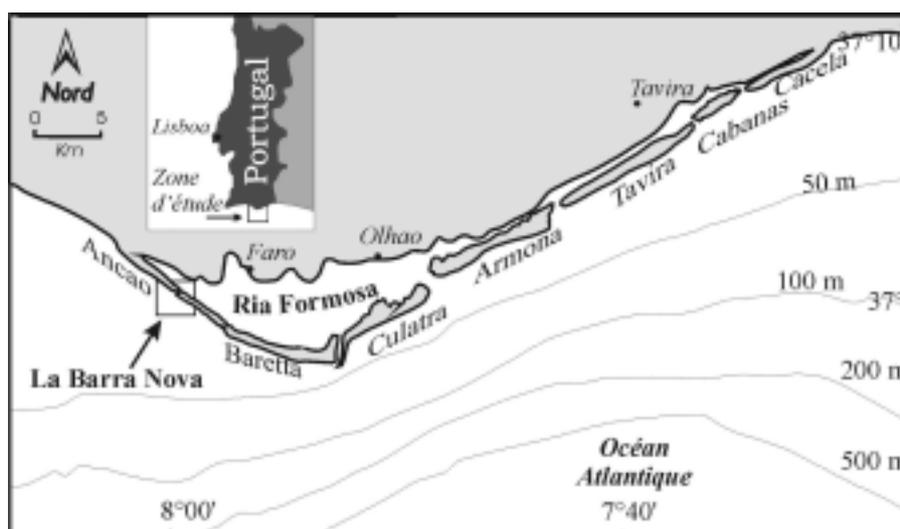


Figure II - 2 : La Ria Formosa.

A - 2 - Origine de la Ria Formosa

Plusieurs théories sur l'origine du système de la Ria Formosa ont été avancées depuis le début des années 1900 (Bettencourt, 1994). Certains auteurs suggèrent que la formation de l'île barrière est due à une forte transgression (Aubouin *et al.*, 1981) aux alentours de 2000 B.P., suivie d'une régression. Cependant, il n'existe aucune preuve de la réalité de cette transgression en Algarve (Emery et Aubrey, 1991; Garcia-Gil *et al.*, 1999). De plus, cette transgression, indiscutable dans certaines régions d'Europe, est de l'ordre de 2 m, ce qui est largement insuffisant pour la formation de la Ria Formosa (Bettencourt, 1994). Une autre étude explique la formation et la forme de ce système par le modèle de "cusplate foreland" (Swift, 1976), c'est à dire par la transformation d'un delta en cap, par convergence de la dérive littorale provenant dans ce cas, de l'est et de l'ouest. Cette théorie semble également peu probable pour deux raisons: (a) la prédominance d'une dérive d'ouest en est et (b) l'absence de grand fleuve (et de delta) dans la région de la Ria Formosa.

L'évolution géologique de ce système a été étudiée par Dias (1988) et par Pilkey *et al.* (1989), qui suggèrent une autre explication de formation de la Ria Formosa. En suivant le modèle de Hoyt (1967), ils suggèrent que l'origine et l'évolution des îles barrières sont liées aux variations relatives du niveau de la mer résultant principalement des cycles de glaciations et déglaciations et que la forme de ce système est due à la bathymétrie de la plate-forme continentale. La séquence des événements proposés est schématisée sur la figure II - 3. Quand le niveau était proche du bord de la plate-forme (18000 B.P.), se sont formés des cordons sableux (beach ridges) parallèles à la côte (A). Durant la montée du niveau marin, ils ont formé des îles et péninsules parallèles à la côte qui ont l'apparence d'îles transgressives,

malgré la dominance des processus dynamiques d'ouest en est. Ces îles ont alors répondu à la montée progressive du niveau marin par des processus qui ont entraîné leur migration transversale sur la plate-forme (B, C). Monteyro *et al.* (1984) ont suggéré que cette migration pouvait expliquer la forme du système. En effet, le taux de migration est inversement proportionnel à l'inclinaison de la plate-forme (plus rapide quand peu inclinée) (Dias, 1988). Ce taux va donc être plus faible en face du Cap de Santa Maria (face au sud de l'île de Barreta), où la pente de la plate-forme continentale est plus importante que dans les parties est et ouest du système. Les parties est et ouest auraient donc migré plus rapidement vers le continent lors de la transgression, expliquant la forme en "V" de l'île barrière (D).

A une échelle de temps beaucoup plus réduite, l'analyse des cartes historiques par Bettencourt (1994) puis Salles (2000) montre que la présence d'une lagune est attestée depuis 200 ans B.C. Le système a maintenu un nombre de 5 à 7 embouchures du XV au XVIII^{ème} siècle. Au milieu du XVIII^{ème}, l'île-barrière a connu une phase d'expansion (s'étendant vers l'est jusqu'au fleuve Guadiana), une régression des plages avec d'abondants apports de sable remplissant les ports et les chenaux internes. Le 1^{er} novembre 1755, un tsunami avec des vagues supérieures à 15 m a provoqué d'importantes et rapides modifications du système, en érodant les îles, qui deviennent beaucoup plus étroites, et en rattachant les deux îles des extrémités au continent, formant les péninsules d'Ancão et de Cacela.

La forme globale de la Ria Formosa est globalement la même depuis cette époque, et son évolution est maintenant caractérisée par les processus d'embouchures, et les modifications majeures du système par l'homme (comme la fermeture de l'estuaire du Ludo).

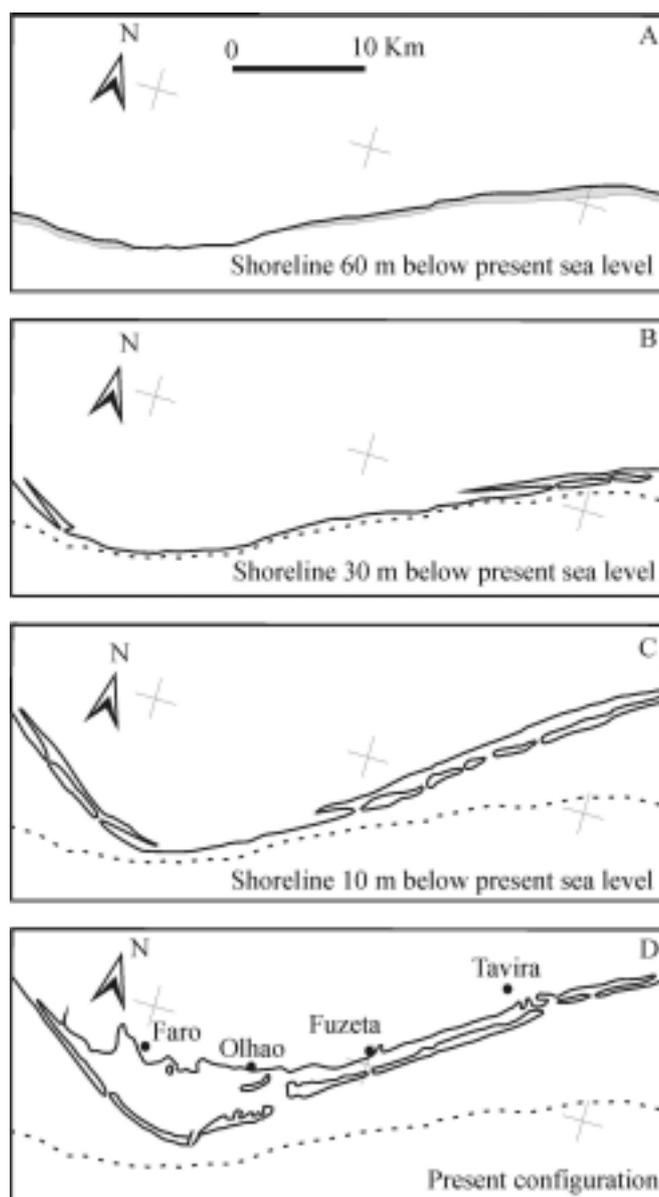


Figure II - 3: Séquences de formation de la Ria Formosa (D'après Pilkey *et al.*, 1989). La ligne en pointillés représente l'isobathe -50 m. *Hypothesized sequence of the Ria Formosa formation (from Pilkey et al., 1989). The dashed line represents the isobath at 50 m below present sea level.*

A - 3 - Environnement climatique, océanographique et sédimentaire

A - 3 - 1 - Contexte climatique:

La région de la Ria Formosa est une région semi-aride avec des amplitudes thermiques relativement faibles (une moyenne de 17°C, avec 11°C de moyenne en hiver et 24°C en été) (Salles, 2000). Les précipitations annuelles vont de 480 mm à Faro à 580 mm à Tavira. Le bassin versant couvre environ 740 km² et la précipitation effective (précipitation - évapotranspiration) est de 152 mm/an, ce qui représente un volume de 112 10⁶ m³/an. Bien

que cette valeur soit plus que négligeable devant les flux tidaux (prisme de marée de l'ordre de 8.10^6 m^3 , (Balouin *et al.*, 2001)) des événements de fortes crues pourraient néanmoins provoquer un apport d'eau douce significatif et un transport de sédiment dans le système.

Sous certaines conditions, les processus éoliens jouent un rôle relativement important dans le bilan sédimentaire du système. Ceci est clairement démontré par la présence de dunes éoliennes bien développées sur certaines anciennes plages de la Ria Formosa. Cependant, les événements susceptibles de mobiliser des quantités appréciables de sables sont très rares en Algarve (moins de 1 événement en 5 ans).

A - 3 - 2 - Contexte océanographique:

La région de la Ria Formosa est caractérisée par des états de mer calmes à modérés et par l'occurrence de deux types de tempêtes, de sud-ouest et de sud-est (voir chapitre IV).

La plupart du temps, les vagues sont générées par des vents locaux, associés au régime de brises de terre et de mer. Les tempêtes les plus importantes sont celles de sud-ouest qui ont lieu essentiellement en hiver, et qui sont associées à des centres de basses pressions atmosphériques dans la région sud-est de l'Atlantique Nord. Les tempêtes de sud-est peuvent elles avoir lieu quelle que soit la saison, quand le "Levante" (fort vent d'Est méditerranéen) souffle dans le détroit de Gibraltar.

Les hauteurs de vagues sont comprises entre 1 et 4 m, avec des périodes de 6 à 13 secondes, mais les vagues de beau temps, qui prédominent, sont généralement inférieures à 1 m. La direction prédominante est l'ouest-sud-ouest, qui représente plus de 70% des directions annuelles (sur une base de données de 25 ans, Pires, 1998).

La marée est semi-diurne. Le marnage moyen est de l'ordre de 2.3 m et varie de 3.6 m en vive-eau à 1.1 m en morte-eau. Les marées d'équinoxe peuvent atteindre un marnage de 3.8 m. L'hydrodynamique de la zone sera développée dans le chapitre IV.

A - 3 - 3 - Contexte morphodynamique et apports sédimentaires

Selon Pilkey *et al.* (1989), les processus majeurs de l'évolution de la barrière sont: le recul de la côte, la dérive littorale, le débordement de la dune (*overwash*), la formation de dunes végétalisées, l'incorporation d'un delta de marée à la côte lors de la migration de l'embouchure et l'érosion de la partie interne des îles lors des vives-eaux.

Les apports sédimentaires proviennent essentiellement des falaises des côtes de Barlavento situées à l'ouest de la Ria Formosa, du Cap St Vincente à Olhos d'Agua. Ces falaises rouges hautes de 5 à 50 m, sont entaillées dans des matériaux friables du Pliocène-Pléistocène (Dias and Neal, 1992). Elles sont en constante érosion et ce taux a récemment augmenté avec la construction d'ouvrages de protection (Correia *et al.*, 1996). Leur recul varie de 1 à 15 m par an, et constitue une source sédimentaire importante qui est véhiculée vers le système d'îles-barrières par la dérive littorale dominante d'ouest en est (Granja *et al.*, 1984). L'érosion de ces falaises sur la côte occidentale est susceptible d'apporter au secteur de la Ria Formosa, par l'intermédiaire des courants de houle, un volume de sédiments sableux évalué par Granja *et al.* (1984) à 196 000 m³/an.

Cependant, les études de bilan sédimentaire dans et hors de la lagune suggèrent que la plate-forme continentale proche est également une source sédimentaire significative (Freire de A., 1990). Celle-ci est constituée de -5 à -20/30 m de sables identiques à ceux rencontrés sur les plages (Bettencourt, 1994).

Il est intéressant de noter que selon la classification de Hayes (1979) (chapitre I, figure I - 5), la Ria Formosa se situe à la limite d'existence des formes à barrières. En effet, le contexte océanographique rend la région peu propice à la formation d'îles-barrières. Ce paradoxe peut s'expliquer par le fait que la Ria Formosa se situe à proximité d'une côte à falaise fournissant une grande quantité de sédiment pour la formation d'un tel système. De plus, la forme arquée de la Ria Formosa, comparable à celle de Cape Haterras (USA), n'entre pas dans la classification générale qui suggèrent que les systèmes d'îles-barrières se situent généralement sur des côtes rectilignes.

A - 4 - Différentes cellules hydrodynamiques de la lagune

L'étude de l'évolution historique des embouchures de la Ria Formosa a fait apparaître un gradient négatif du taux de changement morphologique d'ouest en est, suggérant un gradient dans les conditions hydrodynamiques. Les données comparables n'étant pas disponibles pour l'ensemble du système, une combinaison de mesures de terrain et de modélisation numérique a été utilisée pour établir les relations entre la Barra Nova et les autres embouchures de la Ria Formosa (Salles, 2000).

Des mesures de profils de vitesses ont été obtenus à l'aide d'un ADCP pour l'ensemble de l'embouchure du système, et ont permis de calibrer le modèle RMA-2V (Norton *et al.*, 1973, Donnell *et al.*, 1997) pour la Ria Formosa.

Les simulations préliminaires pour l'ensemble de la lagune (Salles, 2000b) ont mis en évidence une division du système en trois cellules hydrodynamiques indépendantes: 1) une cellule ouest comprenant les embouchures de la Barra Nova, Faro et Armona; 2) une cellule centrale avec Fuzeta et Tavira; 3) une cellule est avec l'embouchure de Cacela.

La cellule ouest (figure II - 4) qui nous intéresse est donc constituée de 3 embouchures, dont une, Faro, qui est stabilisée par deux jetées. Le rôle joué par les deux autres embouchures de la cellule sur la Barra Nova est indéniable et favorise notamment la dominance du jusant dans le chenal, mais la stabilisation de la passe centrale confère une certaine stabilité des écoulements et du prisme de marée entrant dans le système.



Figure II - 4: Image satellite de la cellule ouest de la Ria Formosa en 1997, lors de l'ouverture artificielle de la Barra Nova. *Satellite image of the western hydrodynamic cell of the Ria Formosa in 1997 when the Barra Nova was artificially opened.*

B - la passe d'Ancão et son évolution récente

B - 1 – La passe d'Ancão

La région ouest de la Ria Formosa est la région du cap de Santa Maria, où habituellement, une seule embouchure est présente, l'embouchure dite d'Ancão (ou encore Barra de Sao Luis), séparant la péninsule d'Ancão de l'île de Barreta (figure II - 5).

La péninsule d'Ancão, qui résulte de l'attachement d'une île au continent à la fin du XVIII^{ème}, est à présent une étroite flèche transgressive (50-250 m de large), avec une longueur qui varie de 5.5 (en 1870) à 12 km (1998) en fonction de la position de l'embouchure d'Ancão. La flèche est formée par un seul système dunaire atteignant 10 m de haut, à l'exception des zones urbanisées souvent moins élevées.

Ce système est situé dans la partie la plus dynamique de la Ria Formosa (Martin *et al.*, 1996, Ciavola *et al.*, 1997). Les deux flancs de ce cordon dunaire, côté océan et côté lagon, sont en érosion, avec un taux d'érosion de l'ordre de 1 à 2 m / an lors des 50 dernières années (Bettencourt, 1994). Des tempêtes importantes ont lieu en hiver, avec de fréquents overwash,

en particulier dans le secteur central où l'occupation humaine a détruit le cordon dunaire (Vila *et al.*, 1999). On retrouve cette morphologie dans la partie ouest de l'île de Barreta, qui est étroite, peu élevée, peu végétalisée et fréquemment sujette aux overwash.

La figure II - 6 représente une section verticale possible de la péninsule, d'après les forages effectués dans la zone (Bettencourt, 1994) et l'aspect général de la zone (O'Connor *et al.*, 1998). La couverture superficielle est constituée de sables moyens à grossiers (D50 entre 260 et 640 μm) jusqu'à une profondeur d'environ 4 m. Les grès rouges se situent à une profondeur qui varie entre 18 et 25 m, et la couche intermédiaire est constituée de sables et de matériel des paléochenaux et deltas ou de sédiments plus fins sableux ou silteux.

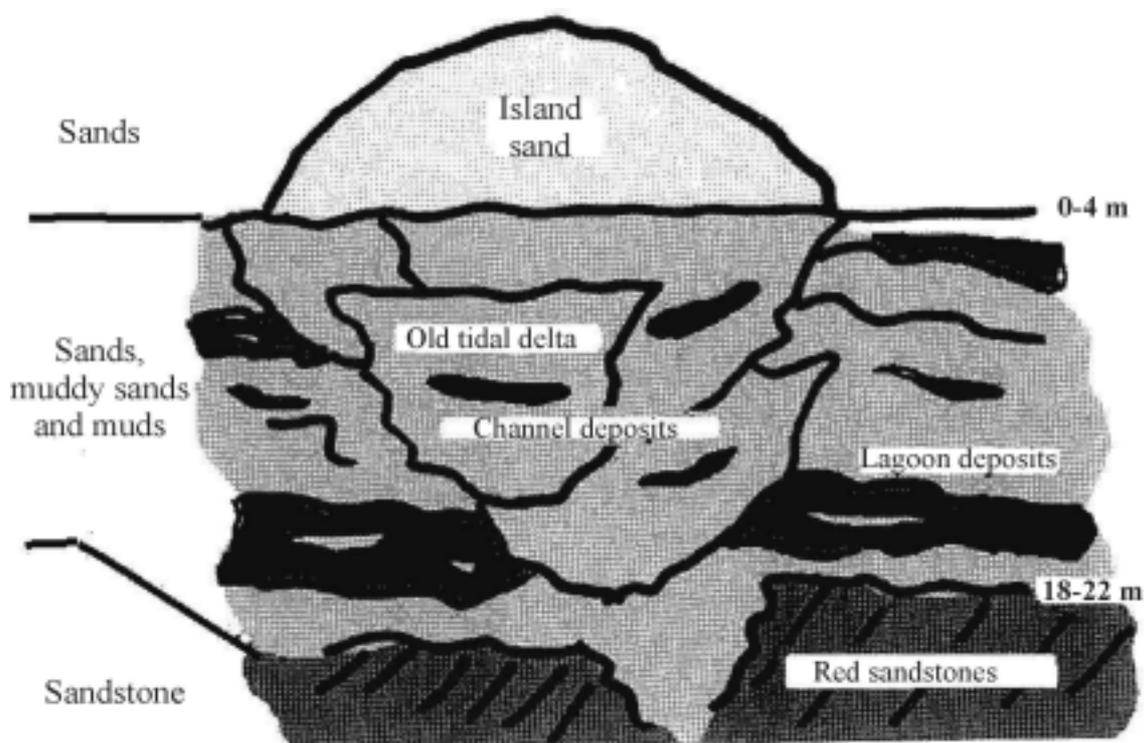


Figure II - 6: Coupe verticale possible de la Péninsule d'Ancão (O'Connor *et al.*, 1998).

Possible vertical profile of seabed at Ancão Peninsula.

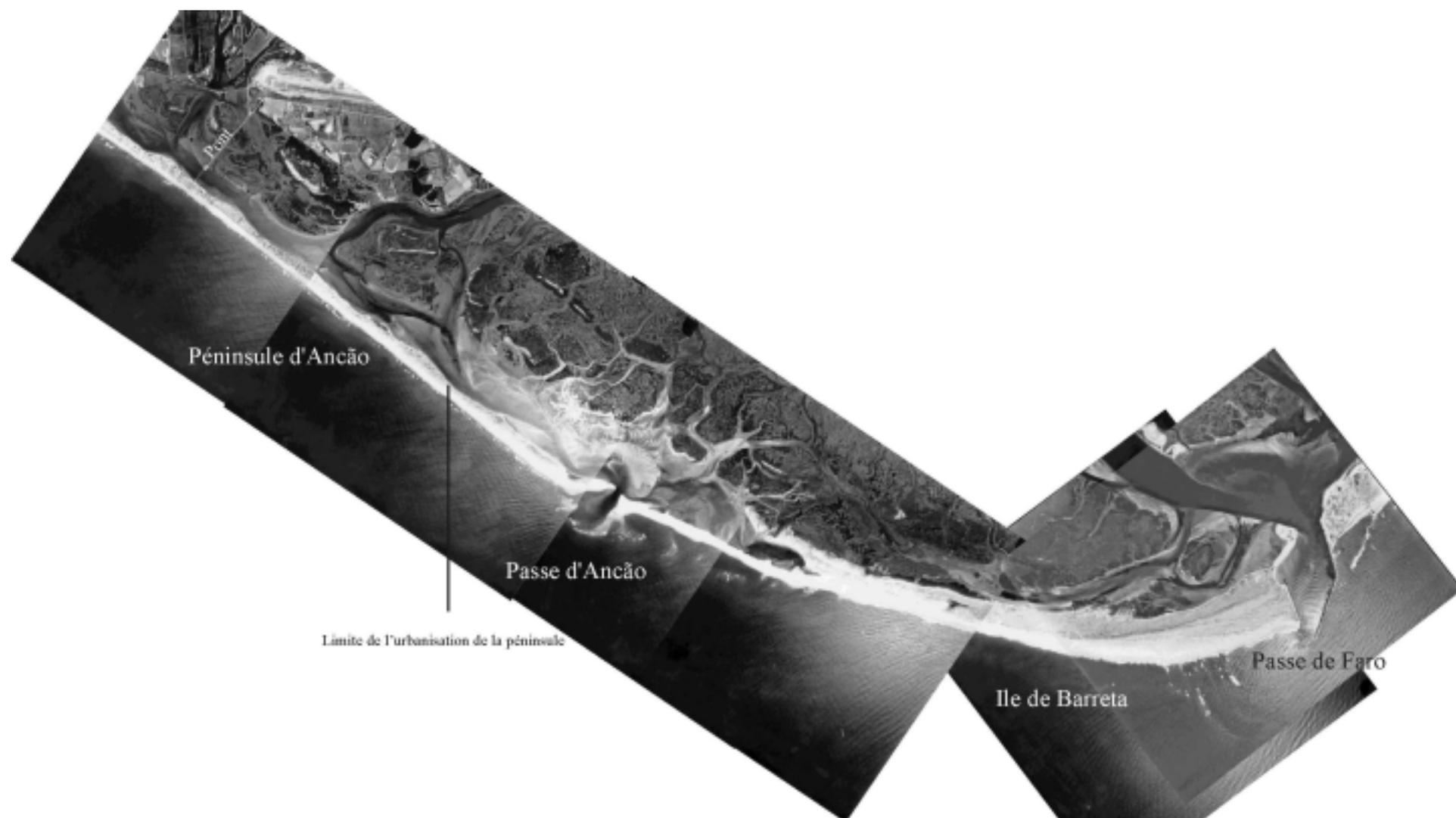


Figure II - 5: Mosaïque de photographies aériennes du 4 juin 1980. *Aerial photographs of the western part of the Ria Formosa.*

B - 2 - Evolution récente des embouchures de la partie Ouest de la Ria Formosa

La partie Ouest de la Ria Formosa est une des plus étudiée du système (Vila et al, 1999). Différents auteurs se sont intéressés à l'évolution de l'embouchure d'Ancão (Pilkey *et al.*, 1989, Andrade, 1990, Bettencourt, 1994, Granja *et al.*, 1984, Vila *et al.*, 1999, Salles, 2000).

L'évolution de cette partie de la Ria Formosa est caractérisée par la migration progressive de la passe d'Ancão vers l'Est sous l'influence de la dérive littorale dominante d'Ouest en Est.

Cette migration s'effectue jusqu'à un point limite du système où le chenal devient méandrique, et se comble progressivement (figure II- 7). Les échanges d'eau devenant alors insuffisants entre la lagune et l'océan, une nouvelle passe s'ouvre dans le cordon dunaire de la péninsule d'Ancão, approximativement à la position de l'ancienne embouchure, capture le prisme de marée et recommence le cycle de migration.



Figure II - 7: L'embouchure d'Ancao en 1989. Le chenal est fortement méandrique et on observe la formation de bancs dans l'embouchure. *The Ancao Inlet in 1989. Shoaling and meandering of the channel.*

Différents auteurs ont tenté de quantifier le taux de migration de l'embouchure, obtenant des valeurs qui vont de dizaines de mètres par an (Pilkey *et al.*, 1989), >30m/an (Andrade, 1990, Bettencourt, 1994) à des valeurs extrêmes de 670m/an (Granja *et al.*, 1984). Ces différences sont expliquées par la résolution des différentes méthodes utilisées (Vila *et al.*, 1999). Il est important de noter que les taux de migration observés sont toujours des taux moyennés entre deux observations instantanées du système. Or la migration naturelle est souvent contrainte par des actions anthropiques. Dias notait par exemple en 1988, soit près de 10 ans avant la fermeture du système, que sans l'action de l'homme, la passe d'Ancão se serait déjà fermée naturellement et aurait permis l'ouverture d'un nouveau système plus stable à l'ouest.

Ces actions de dragages, endiguements, rechargements sont donc autant de facteurs qui jouent sur l'évolution d'un système, et les prédictions de l'évolution doivent en tenir compte.

- *Observation de l'évolution récente:*

La figure II - 8 représente la position de l'embouchure par rapport à un point fixe, le pont qui relie la péninsule d'Ancão au continent. Les données proviennent de l'analyse de cartes et de photographies aériennes (Salles, 2000) de l'institut cartographique portugais, de l'institut géographique de l'armée portugaise et des publications de Esaguy (1984, 1985, 1986, 1987), Dias (1988), Pilkey *et al.* (1989), Freire de A. (1990), Bettencourt (1994) et Vila *et al.* (1999).

Ces données ponctuelles fournissent des instantanés du système, et permettent d'estimer la position et la largeur de l'embouchure à un temps donné. A partir de ces observations, Salles (2000) définit 4 phases dans l'évolution récente de la passe d'Ancão: avant 1893, entre 1893 et 1923, entre 1923 et 1978, et entre 1978 et 1997.

- la première phase, pour laquelle seules deux cartes sont disponibles (1870 et 1893), est caractérisée par une relative stabilité de la position de l'embouchure. La section de celle-ci décroît de 490 à 230 m pendant cette période. Salles (2000) suggère que cette réduction de la section résulte du creusement et de la formation de Bispo inlet au Cap Santa Maria en 1861 après une tempête (à peu près où se trouve l'actuelle passe de Faro), qui capture une partie du prisme tidal qui s'écoulait par la passe d'Ancão. Ceci aurait donc entraîné une réduction du prisme tidal, et par conséquent une diminution de la section. Cependant, cette hypothèse est difficilement acceptable, car une diminution du prisme tidal entraîne une augmentation de l'influence de la dérive littorale, qui en théorie, doit se traduire par la migration de la passe (Bruun, 1966). Or, la position de l'embouchure n'a apparemment pas changé lors de cette première phase. De plus, l'embouchure du Bispo s'est fermée vers les années 1900. Cette fermeture aurait du re-augmenter le prisme de marée de la passe d'Ancão et provoquer son élargissement, tendance qui n'est pas observable sur ces documents.

- La seconde phase (1893 à 1923) est caractérisée par un mouvement important de la position de la passe. La passe en 1923 était à approximativement 4600 m à l'est de la position de 1893. En raison du manque de données entre ces deux années, il n'est pas possible de déterminer si la migration s'est faite progressivement ou par fermeture de la passe et réouverture d'une nouvelle passe plus à l'Est. Quoiqu'il en soit, cette migration est attribuée, au moins en partie, à la fermeture artificielle d'une large partie du secteur ouest de la lagune (5.4 km²) par les autorités locales vers 1900.

Cette réduction de la superficie de la lagune a produit une importante diminution du prisme tidal, favorisant l'impact de la dérive littorale et entraînant une migration vers l'est du système qui a duré à peu près 20 ans pour une migration de 4600 m, soient 230 m/an en moyenne. De plus, la fermeture de la passe du Bispo aux alentours de 1900 peut également avoir contribué à la migration vers l'Est de la passe d'Ancão. La largeur de la passe n'a pas varié de manière significative durant cette période (230 m en 1893 et 250 m en 1923).

- La troisième phase, de 1923 à 1978, est définie par les différents auteurs (Vila *et al.*, 1999, Salles, 2000) comme étant une période de stabilité du système, avec une faible migration vers l'est et vers l'ouest, la position en 1978 étant la même qu'en 1923. La largeur de la passe a elle beaucoup fluctué: 250, 220, 180, 270, 400, et 360 m en 1923, 1940, 1951, 1964, 1976, et 1978 respectivement.

- La quatrième et dernière phase (1978 à 1998) correspond à une nouvelle période de migration vers l'Est, l'instabilité de la passe, puis, la fermeture progressive de celle-ci. La passe est devenue progressivement géométriquement instable et a commencé un irréversible processus de chevauchement amont, de formation de bancs et de méandrication du chenal principal suivi de la fermeture définitive de la passe d'Ancão.

Ces différentes phases d'évolution montrent des taux moyens de migration de l'embouchure très variables, compris entre 0 et 230 m/an . Néanmoins, cette série évolutive basée sur des clichés instantanés de l'embouchure paraît difficilement interprétable en terme de taux de migration. En effet, d'après Freire de A. (1990), deux embouchures ont coexisté dans ce secteur pendant des courtes périodes à trois reprises (1941, 1964 et 1979/1980).

Par exemple, la figure II - 9 représentant une photographie aérienne de 1980, montre clairement une embouchure abandonnée à environ 1500 m à l'est de la passe d'Ancão, démontrant la fermeture de l'ancien système, et la présence d'une nouvelle passe ouverte à l'ouest (Fisher, 1962, figure II - 10). Ainsi, l'embouchure pointée par Salles ou Vila *et al.* en 1980 est en réalité la nouvelle passe, ce qui modifie fortement le taux de migration du système. L'ancienne embouchure a migré de manière plus ou moins continue entre 1951 et 1980, avec un taux moyen de l'ordre de 70 m / an, puis s'est progressivement comblée alors qu'un autre système s'ouvrait en amont et persistait. L'utilisation de la nouvelle embouchure dans le calcul du taux de migration entre 1951 et 1980 donne une valeur moyenne quasiment

nulle, alors que la migration effective du système, générée par les interactions houle/ marée à l'embouchure, était de l'ordre de 70 m/an.

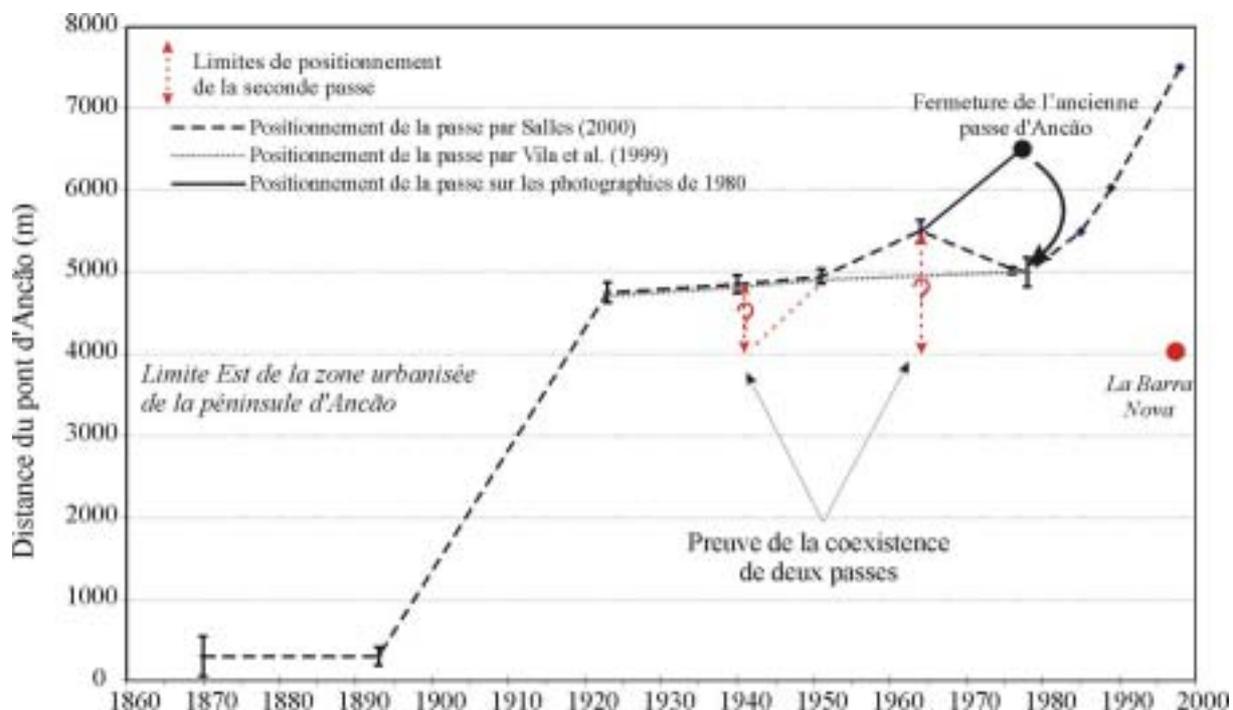


Figure II - 8: Evolution de l'embouchure d'Ancão. Positionnement de l'embouchure en mètres par rapport au pont d'Ancão. Les barres d'erreur représentent la largeur en mètres de l'embouchure. Données de Freire de A. (1990), Vila *et al.* (1999) et Salles (2000). Positionnement de l'ancienne passe en 1980 à partir de photographies aériennes du 4 juin 1980). La flèche symbolise la fermeture de l'ancienne passe compensée par l'ouverture d'un nouveau système plus à l'ouest. *Evolution of Ancão Inlet. Location of the inlet referred to the bridge of Ancão (error bars represent the width of the inlet). The arrow represents the closure of the system compensated by opening of a new inlet to the west.*

La même interprétation peut s'appliquer aux trois autres périodes durant lesquelles deux embouchures ont coexisté (1941, 1964, 1979/80), et explique notamment le recul apparent du système entre 1964 et 1976 (figure II - 8).

Le taux de migration utilisé ici fait référence à la migration d'une embouchure en raison des interactions entre le transport littoral et les courants de marée dans l'embouchure. Les phénomènes de création d'une nouvelle passe en amont ne peuvent donc pas être comptabilisés dans ces estimations. Il en résulte que le taux de migration de l'ancienne embouchure d'Ancão entre 1951 et 1980 est de l'ordre de 70 m/ an, et le taux de migration de la nouvelle passe d'Ancão (créée lors d'une tempête en 1979) entre 1980 et 1997 est de l'ordre de 130 m/an.

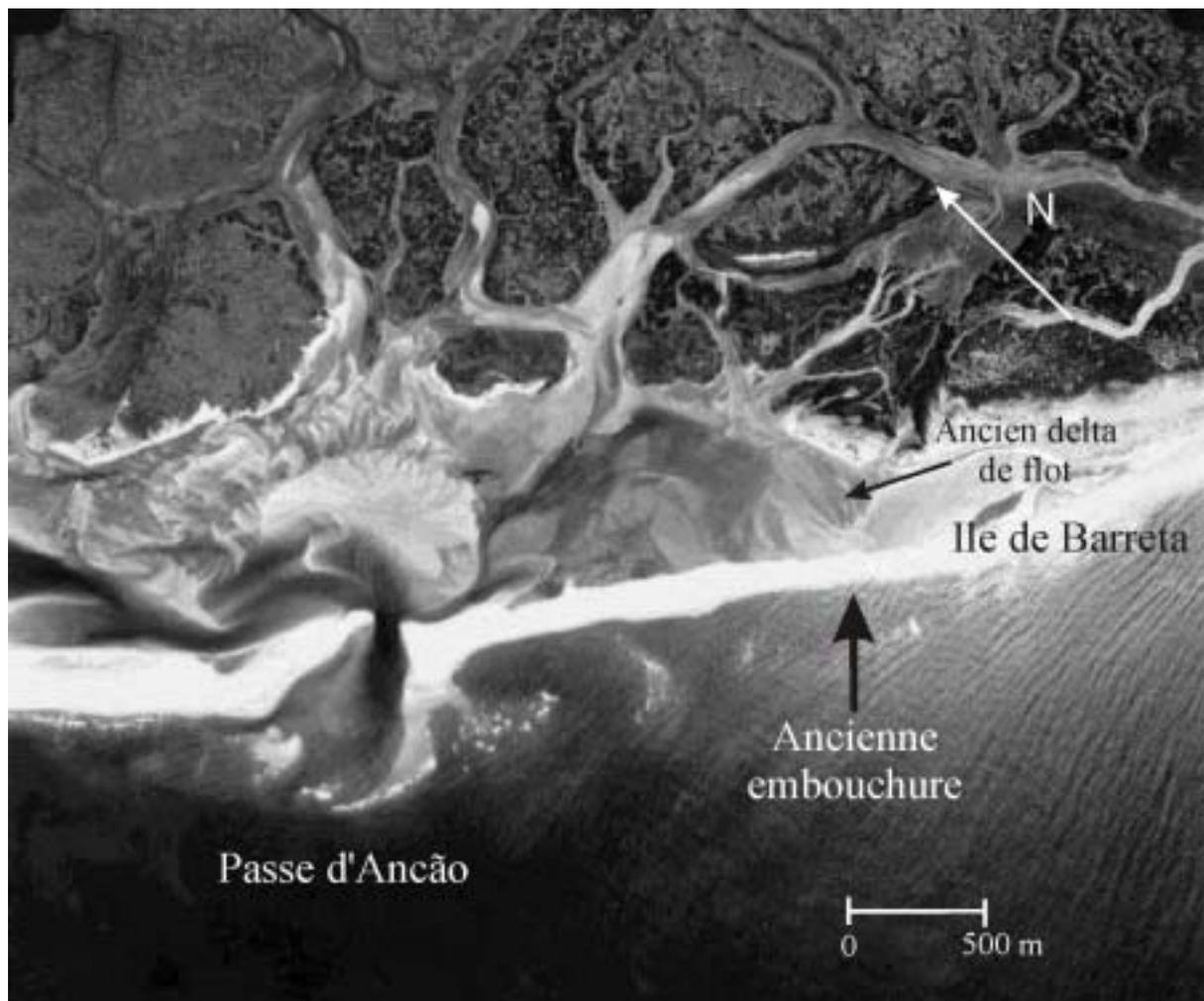


Figure II - 9: Photographie aérienne du 4 juin 1980. Positionnement de l'ancienne passe d'Ancão abandonnée et de la nouvelle. *Aerial photography (04/06/1980) showing the location of the abandoned inlet.*

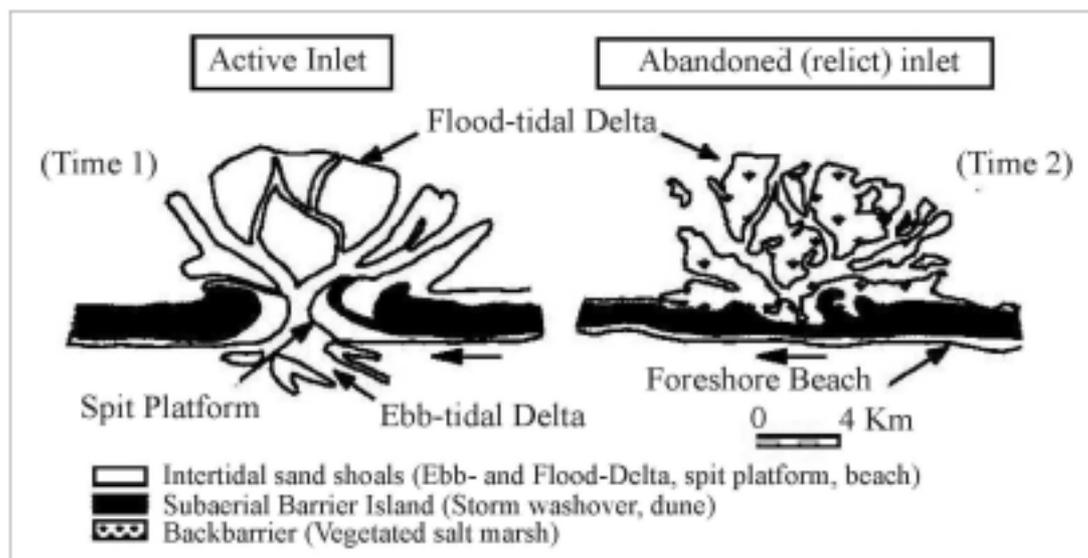


Figure II - 10: Evolution morphologique de corps sableux associés aux embouchures (d'après Fisher, 1962, dans Moslow et Tye, 1985). *Morphologic evolution of wave-dominated inlet-related sand bodies (modified from Fisher (1962).*

- théorie d'évolution de Vila et al. (1999):

Se basant sur le même type de données (photographies aériennes), Vila et al. observent que le taux de migration augmente progressivement jusqu'en 1989, avec des taux de l'ordre de 4.6 m/an de 1940-1976, 53.1m/an de 1976-1985, 134.5m/an de 1985-1989, puis que le système effectue une migration rapide, par sauts de 1989 à 1996 (avec un taux moyen de 210 m/an). L'embouchure se stabilise en 1996 et se ferme en 1997.

L'hypothèse avancée par ces auteurs est que la migration de l'embouchure se fait en trois étapes qui suivent l'évolution du système: 1) après l'ouverture, la morphologie de l'embouchure atteint progressivement un équilibre dynamique avec les conditions hydrodynamiques, montrant une faible migration, 2) lorsque l'équilibre dynamique est atteint, l'embouchure commence à migrer vers l'est avec un taux élevé et variable, 3) quand l'embouchure atteint sa limite historique à l'est, la migration devient quasi nulle, et la passe se comble (figure II - 6).

Cette hypothèse, malgré une erreur considérable du taux de migration sur la période 1940-1976, semble réaliste. En effet, les facteurs responsables de cette migration qui sont la dérive littorale et les courants de marée évoluent au cours de la migration. Plus l'embouchure migre, plus l'orientation de la côte change en raison de la forme triangulaire de la Ria Formosa. L'incidence de la houle varie donc au fur et à mesure de la migration, augmentant progressivement la dérive littorale. Dans le même temps, le chenal de marée de l'embouchure s'allonge et devient moins efficace. Tous les processus sont donc réunis pour qu'on ait une augmentation du taux de migration, suivie de la fermeture du système.

Au vu des nouvelles données acquises lors de cette étude sur le système de la Barra Nova, les processus responsables de la migration de l'embouchure séparant la péninsule d'Ancão de l'île de Barreta seront décrits et discutés dans le chapitre VII.

Les différentes données de positionnement de l'embouchure dans le temps ont donc permis de définir d'une part les taux de migration moyen de l'embouchure, et leur variabilité en fonction de la position de l'embouchure. Le taux moyen de migration de l'embouchure est de l'ordre de 70 m/an, et ce taux augmente fortement lorsque l'embouchure est située dans une position extrême à l'est. Dans la position actuelle de l'embouchure, ce taux de migration devrait donc se situer aux alentours de 70 m/an, et ce jusqu'à ce que le système ait migré de plus d'un kilomètre vers l'est.

C – La Barra Nova: ouverture et évolution

En 1997, l'ancienne passe d'Ancão se situe à la fin de son cycle de migration, avec une forte méandrication du chenal de jusant, et le remplissage progressif de la gorge. Afin de maintenir un renouvellement suffisant de l'eau de cette partie de la lagune et protéger les activités d'aquaculture, le gouvernement portugais décide d'ouvrir artificiellement une nouvelle embouchure à environ 3,5 km de l'ancienne passe. Cette ouverture a été effectuée le 23 juin 1997 sans étude préalable, en positionnant l'embouchure sur des connaissances empiriques uniquement (Vila *et al.*, 1999).

L'évolution de cette embouchure depuis son ouverture a été étudiée par Vila *et al.* (1999) à l'aide de cinq suivis topo-bathymétriques réalisés entre juin 1997 et octobre 1998.

C - 1 - Evolution de la largeur de l'embouchure et de sa morphologie:

La morphologie du système est caractérisé par des falaises abruptes de 8 à 10 m coupées dans le cordon dunaire, puis le replat de la zone intertidale, et enfin le chenal principal de l'embouchure. La largeur de l'embouchure peut se définir par la largeur de l'interruption du cordon dunaire (entre les falaises) ou par la largeur de la passe au niveau moyen des mers (largeur du chenal). Ces deux unités n'étant pas affectées par les mêmes processus (la dune n'étant atteinte que lors des marées de vives-eaux), ces deux mesures de références seront utilisées pour décrire l'évolution du système.

Dès le premier jour, l'embouchure avait atteint une largeur de 90 m (entre les falaises) (figure II - 11) et une profondeur de 4,5 m. Quelques jours plus tard, les deltas de jusant et de flot étaient déjà bien développés, démontrant une tendance à la stabilisation de l'embouchure. De juin à août 1997, l'évolution de l'embouchure est caractérisée par le développement des deltas et l'élargissement du chenal.

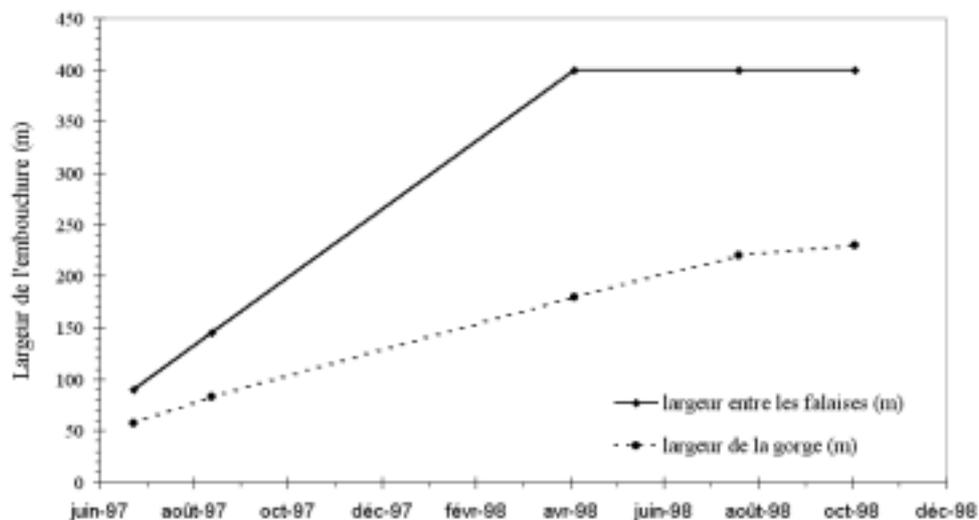


Figure II - 11 : Evolution de la largeur de l'embouchure après son ouverture en Juin 1997 (modifié d'après Vila *et al.*, 1999). *Evolution of the inlet width (after Vila et al., 1999).*

Entre août 1997 et mars 1998, la largeur de l'embouchure augmente très rapidement (+255 m entre les falaises et +97 m pour la gorge). Cet élargissement de l'embouchure s'est fait de manière à peu près symétrique en raison d'une fréquence anormale de vent d'Est pendant cette période (Vila *et al.*, 1999). Des conditions plus habituelles auraient en effet favorisé une érosion préférentielle de la côte sud-est, faisant directement face aux vagues incidentes et n'étant pas protégée par le delta de jusant encore peu formé.

A partir d'avril 1998, la formation des plates-formes de swash commence, en particulier sur la côte ouest (figure II - 12). Ce développement est assez limité jusqu'en juillet en raison du dragage du chenal (qui entraîne une diminution des vitesses des courants) et du dépôt des sédiments sur la plage de Barreta. Puis, il s'accroît fortement de juillet à octobre 1998 (la plate-forme de swash de la côte ouest s'étend alors sur plus de 200 m vers le large) (Vila *et al.*, 1999). La largeur de l'embouchure devient alors constante, ce qui permet de supposer que le système a atteint son équilibre dynamique (sa maturité) et que la période de croissance est terminée.

C - 2 - Evolution volumétrique:

L'évolution volumétrique des deltas et du chenal a été étudiée par Vila *et al.* (1999).

Le delta de flot a augmenté très rapidement entre avril et juillet 1998, avec une élévation verticale moyenne de 0.28 m. puis les variations de volume deviennent moins importantes (0.07 m) pour la période de juillet à octobre 1998.

Le chenal s'est lui fortement érodé d'août 1997 à avril 1998, en raison de l'élargissement de la section qui entraîne une érosion de 172 000 m³. Puis le volume reste relativement stable avec une variation de 14 000 m³ d'avril à octobre 1998. Ces variations sont négligeables étant donné la surface étudiée (120 000 m²), et représentent des variations d'élévation de l'ordre de 4 à 8 cm durant cette période, qui sont donc largement inférieures aux incertitudes des techniques de bathymétrie utilisées qui sont habituellement de l'ordre de quelques cm en vertical, et de plusieurs cm en horizontal selon le matériel.

Le volume du chenal principal est donc relativement stable à partir de avril 1998, et démontre la maturité du système (Vila *et al.*, 1999).

Le delta de jusant augmente jusqu'en juillet 1998 avec une élévation verticale moyenne de l'ordre de 50 cm. Puis le taux d'accrétion diminue, malgré un fort développement de la plateforme de swash amont. La partie aval est en effet sous alimentée et s'érode.

Sur l'ensemble du système, l'augmentation de volume est de l'ordre de 350 000 m³ en un an et demi. Si ces évolutions ne sont pas toujours représentatives de l'évolution morphologique de l'embouchure, du fait des surfaces choisies pour les calculs et des incertitudes de la méthode, il apparaît cependant que les taux de variations volumétriques diminuent fortement à partir de avril 1998, démontrant une stabilisation dynamique du système.

La Barra Nova est considérée comme ayant atteint sa maturité à partir de cette période (Vila *et al.*, 1999), avec un chenal large de 200 m. Le développement de l'embouchure est terminé, et la migration du système devrait alors intervenir.

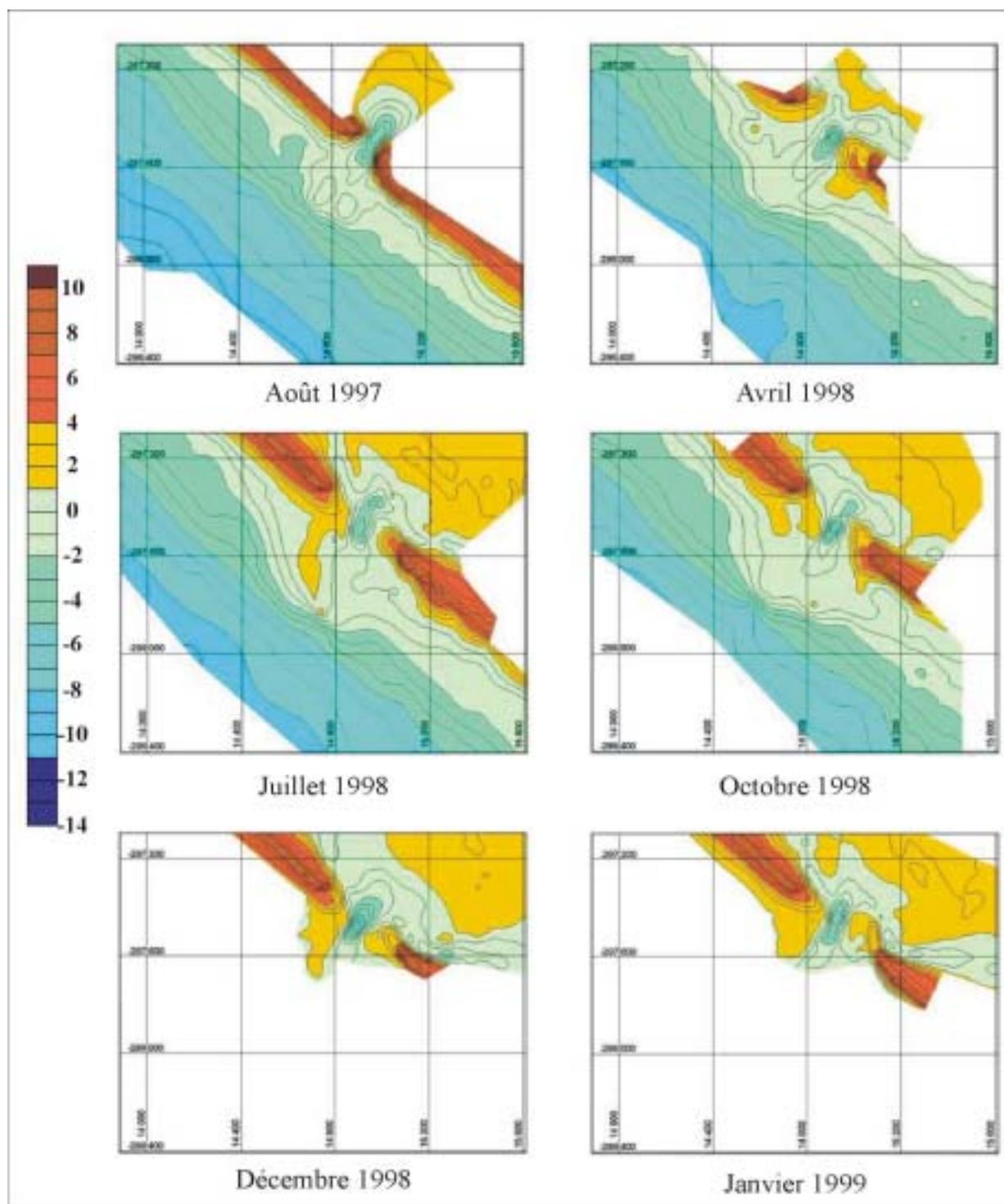


Figure II - 12: Evolution bathymétrique de la Barra Nova depuis son ouverture, levés du CIACOMAR (Université d'Algarve). *Bathymetry evolution of the Barra Nova tidal inlet from its opening (CIACOMAR surveys).*

D - Classification de l'embouchure

Les classifications des embouchures décrites dans le chapitre I s'appliquent mal et de manière contradictoire à La Barra Nova, qui présente des caractéristiques communes à plusieurs types d'embouchures.

La Ria Formosa occupe une place unique parmi les systèmes d'îles-barrières dans le monde. Premièrement, si l'on utilise le critère de Hayes (1979) (voir chapitre I), le marnage de près de 4 m dans la région situe ce système à la limite d'existence des formes à barrières. Cependant, d'après Pilkey *et al.*, (1989) qui a utilisé la classification énergétique de Davis et Hayes (1984), la région est en fait à énergie mixte, avec dominance des vagues.

De plus, les caractéristiques morphologiques du système confirment cette contradiction de classification. La présence de plusieurs embouchures proches les unes des autres indique la dominance de la marée sur le système d'îles-barrières, alors que la formation de delta de jusant relativement limités dans la région renforce l'idée de dominance du secteur par la houle (Pilkey *et al.*, 1989).

La Barra Nova elle-même peut être considérée comme "anormale" selon les critères standards de classification (voir tableau II - 1). Pilkey *et al.* (1989) ont classé la région comme étant à énergie mixte (dominée par la marée).

Variables	Inlet types		
	Wave dominated	Transitional	Tide dominated
Main shoal position	Inside Bay as flood delta	In throat	Seaward as linear bars
Ebb-tidal delta	small near beach	Variable	Usually absent
Channel type	poorly defined, often multiple	Variable and unstable	Deep and Stable
Width/depth ratio	moderate	Very Large	Small
Lagoon	wide, open	Fringing marsh, or marsh filled	Marsh filled, with channels
Swash bars	poorly developed	Variable	Variable
Swash platforms	poorly developed	Variable	Well developed
Channel margins bars	absent	Variable	Large
Sand body type	tabular	Variable	"Pod-like"
Sand by-passing	via bar	Variable, through switching	By ebb currents in channel

Tableau II - 1: Variations morphologiques aux embouchures tidales (d'après Hubbard *et al.*, 1979).
Morphological variations at tidal inlets (after Hubbard et al., 1979)

Grâce à la base de données INDIA (enregistrement continu pendant près de 2 ans), on peut représenter sur un diagramme l'influence relative de la marée et de la houle. La figure II - 13 représente le marnage journalier en fonction de la hauteur de vague journalière maximum (Morris *et al.*, 2001). On constate que les résultats obtenus sont très variables, recoupant l'ensemble des classes énergétiques. Cependant, l'état modal de l'embouchure est situé dans le domaine à énergie mixte dominée par la marée.

Néanmoins, pendant les périodes moins fréquentes de vagues plus importantes (1-2 m) et de tempêtes, l'embouchure de la Barra Nova tombe dans le domaine à énergie mixte dominé par la houle, voir dans le domaine dominé par la houle.

L'embouchure peut donc par ce fait se situer dans plusieurs classes énergétiques et possède à la fois les caractéristiques d'une embouchure dominée par la marée et par la houle. Le delta de jusant relativement limité et un delta de flot plus étendu sont des caractéristiques de dominance de la houle. En effet, le delta de jusant s'étend sur environ 500 m, alors que sur les autres côtes à énergie mixte (dominées par la marée), comme l'île-barrière de la Copper River, dans le Golfe de l'Alaska (Hayes, 1979), les Friesian Islands d'Allemagne, les Friesian Islands des Pays-Bas et la plupart des systèmes d'îles-barrières le long de la côte Est des Etats-Unis (Fitzgerald, 1996) ont des deltas qui s'étendent sur des distances de l'ordre du kilomètre.

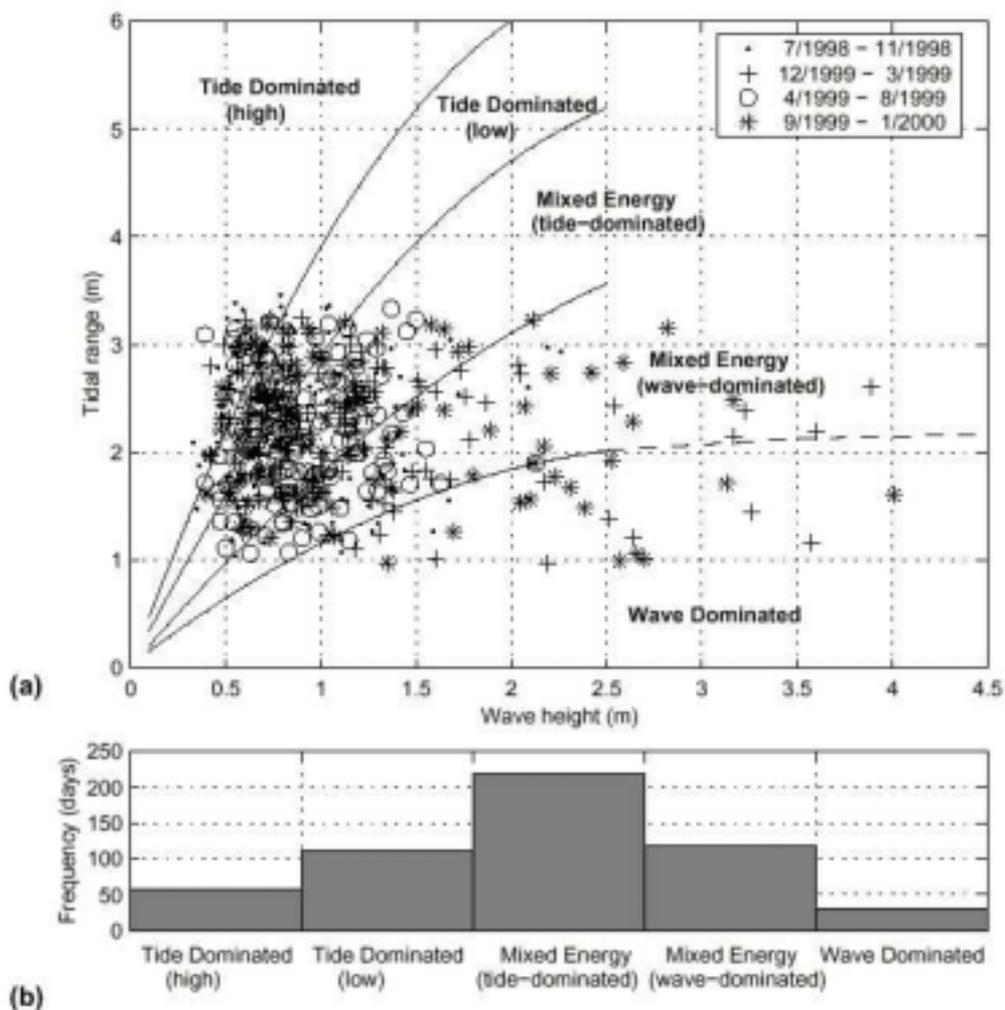


figure II - 13: Classification énergétique de la Barra Nova en utilisant les données journalières de vagues et de marnage (a). Fréquence de chaque classe d'énergie (b), (d'après Morris *et al.*, 2001b). *Energy classification at the Barra Nova Inlet using wave versus tidal data (a). The frequency distribution of each energy class (b) (after Morris et al., 2001b)*

La Barra Nova a également un chenal principal de jusant profond et des chenaux marginaux de flot, qui sont des caractéristiques de la dominance de la marée (Fitzgerald, 1996). Le quotient largeur/profondeur, relativement faible, indique également que la Barra Nova est contrôlée la plupart du temps par la marée.

E - Conclusions

La Barra Nova est situé sur un système lagunaire et fait partie d'une cellule hydrodynamique de trois embouchures dont la plus proche est stabilisée artificiellement. Les apports sédimentaires sont importants et sont transportés par une forte dérive littorale d'ouest en Est.

L'évolution historique de l'embouchure séparant la péninsule d'Ancão de l'île de Barreta est caractérisée par la migration du système vers l'est conservant une morphologie à peu près constante. Le système atteint alors une position limite à l'est à laquelle le chenal devient fortement méandrique et se comble. Une nouvelle passe s'ouvre alors plus en amont, ré-initialisant le cycle. Cette évolution peut également être observée lors d'une tempête générant un overwash de la dune et la création d'une embouchure dans une position plus stable que l'ancienne, comme se fut le cas en 1978-80. Les périodes de stabilité du système, citées par différents auteurs, semblent résulter d'un nombre de données insuffisant. La prise en compte des processus d'ouverture-fermeture du système (figure II - 8) donne un taux de migration moyen de l'embouchure relativement constant, de l'ordre de 70 m/an. Lorsque l'embouchure atteint une position limite à l'est (au moins à 1 km de la position actuelle d'après les données), le taux de migration augmente progressivement jusqu'à la fermeture définitive du système qui semble donc suivre le modèle d'évolution par migration de l'embouchure et brèche de la flèche (péninsule)(voir section D3, chapitre 1).

En 1997, l'ancienne passe d'Ancão était en fin de cycle et s'était presque comblée, mais la création d'une nouvelle embouchure plus stable se faisait attendre. Les autorités locales ont donc ouvert artificiellement la Barra Nova en juin 1997.

Les suivis effectués depuis lors par l'université d'Algarve ont montré que cette nouvelle embouchure avait atteint sa **maturité dynamique** un an après l'ouverture, et que les processus de migration pouvaient dès lors s'amorcer.

Chapitre III: Données et analyses

Chapitre III: Données et analyses

A - Introduction

La campagne de mesures intensives effectuées pour cette étude sur le site de la Barra Nova en Algarve fait partie intégrante de la campagne de mesure du projet européen INDIA (*INlet Dynamics Initiative: Algarve*). Alors que la plupart des études des partenaires INDIA étaient centralisées sur le chenal de marée où de nombreuses mesures ont pu être réalisées à l'aide d'une plate-forme pétrolière (voir annexe), le travail présenté ici s'est concentré sur la péninsule d'Ancão, à l'amont de l'embouchure, et sur le delta de jusant. Les objectifs de ces mesures étaient: (1) de comprendre et quantifier les relations entre l'embouchure et les plages adjacentes, en particulier dans la partie amont du système; (2) de quantifier l'évolution morphologique de l'embouchure pour les conditions hydrodynamiques de la campagne, (3) de quantifier le bilan sédimentaire de l'embouchure et d'en comprendre le fonctionnement.

Pour cela, différents types de données étaient nécessaires: des données de morphologie (bathymétrie et topographie), des mesures de l'hydrodynamique et des mesures des flux sédimentaires, sur la côte adjacente et sur le delta de jusant.

Les bathymétries ont été réalisées avec le Zodiac du Département de Géologie et Océanographie de l'Université Bordeaux I, en utilisant un sondeur et un système de positionnement cinématique en temps réel de très haute précision. Les topographies de la zone intertidales ont été effectuées à marée basse à l'aide d'un théodolite à visée laser.

L'hydrodynamique de la zone a été enregistrée à l'aide de capteurs de pression (élévation de la surface), de marégraphes/ courantomètres S4ADW, de courantomètres à effet doppler et ADV et de courantomètres à rotor disposés sur la zone et localisés par théodolite ou GPS. Les profils ADCP réalisés par le Woods Hole Oceanographic Institute (WHOI) ont également été utilisés.

Les données de vagues au large et les prédictions de marée proviennent de la base de données INDIA.

Les mesures de transport sédimentaire ont été réalisées à l'aide de traçages fluorescents et par analyse statistique des paramètres granulométriques (méthode de Mc Laren, 1981, modifiée par Gao et Collins, 1992).

Enfin, la majorité des mesures ayant été effectuées sur la côte ouest de l'embouchure, des images vidéo noir et blanc, acquises par l'Institut des Sciences marines de l'Université de Plymouth ont été utilisées pour reconstruire la morphologie de la partie Est du système.

Ce chapitre donne une brève description de l'instrumentation utilisée (section 3-2), puis décrit les méthodes utilisées pour déployer les instruments et réaliser les suivis (section 3-3). Enfin, la dernière section (3-4) décrit brièvement les techniques de traitement des données.

B - Instrumentation

B - 1 - Les mesures d'élévation du plan d'eau

Les données d'élévation du plan d'eau ont été obtenues à l'aide de deux types d'enregistreurs: des capteurs de pression Keller PAA26/5.0/420BX préalablement calibrés à l'université de Bordeaux I et des courantomètres/marégraphes S4 ADW également équipés d'un capteur de pression. Le principe de ces capteurs est de traduire la pression mesurée sur une membrane pourvue de résistances en grandeur électrique.

Deux des quatre capteurs de pression (figure III - 1) mesuraient la pression absolue ($P_{H_2O} + P_{atm}$), alors que les autres mesuraient la pression relative (P_{H_2O}) et ont donc pu être installés en zone découvrant uniquement lors des grandes vives-eaux. Ces capteurs, reliés par un câble à un ordinateur de terrain ont été utilisés pour effectuer des mesures ponctuelles à marée haute (runs de 2 ou 3 heures) avec une fréquence d'acquisition de 5-6 Hertz.



Figure III - 1: Capteur de pression

Deux courantomètres S4 ADW ont été utilisés. Le premier immergé en zone subtidale proche pendant des périodes de 15 jours (cycles de morte-eau - vive-eau), le second lors des mesures de transport sédimentaire avec une fréquence d'acquisition plus élevée.

La durée de vie de la batterie et la taille de stockage des données étant un facteur limitant la quantité de données recueillies, un échantillonnage partiel à été choisi avec des enregistrements de 20 minutes par heure à la fréquence de 2 Hz. Celui-ci permet à la fois un enregistrement suffisamment précis de la marée sur un cycle de morte-eau - vive-eau et un échantillons des vagues et des courants à une fréquence d'acquisition relativement élevée.

B – 2 - Les mesures de courantométrie

Elles ont été réalisées à l'aide de plusieurs types d'appareillages :

- *Les courantomètres S4ADW*, également utilisés pour les mesures d'élévation du plan d'eau (cf. section 3-2-1). Ce sont des courantomètres électromagnétiques, calibrés pour des profondeurs allant de 0 à 70 m, et qui peuvent stocker jusqu'à 1 Mo de données. Il sont particulièrement intéressants pour obtenir des données directionnelles de la houle, en combinant mesures de pression et de la cinématique des particules dans deux directions à haute fréquence (2 Hz). Leur robustesse permet des mesures fiables dans la zone de surf ou sous le déferlement.

Les « S4 » (figure III - 2) comportent à la fois un capteur de pression et un courantomètre électromagnétique.

Lorsqu'un courant se déplace dans le champ magnétique généré au sein du capteur, il induit une force électromotrice directement proportionnelle à la vitesse du courant et perpendiculaire à la fois au champ magnétique et à la direction du courant. Les données recueillies permettent le calcul des vitesses orbitales de la houle et l'énergie en fonction de la fréquence. Les mêmes données peuvent également être traitées pour obtenir une description complète du champ de courant (avec une

précision de l'ordre de 1-2 mm/s) et des informations sur la marée. Deux courantomètres de ce type ont été utilisés (S4 ADW du DGO et S4 DW du CIRMAT).



Figure III - 2: courantomètre S4 ADW à l'extrémité de la Péninsule d'Ancão.

- Le courantomètre à rotor RCM8 (figure III - 3) est un courantomètre à hélice et dérive qui permet d'enregistrer les vitesses et directions du courant dominant. Il fonctionne pour des vitesses de 2 à 292 cm/s avec une précision de ± 1 cm/s. Il est relié à une unité d'enregistrement (data logger) qui permet l'utilisation autonome et ce jusqu'à des profondeurs de 6000 m.



figure III - 3: courantomètre à rotor Aanderaa RCM8.

- Le courantomètre Aanderaa DCS3500 (figure III - 4) qui utilise l'effet doppler, et permettent des mesures précises des courants jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 500 m avec une grande flexibilité de l'utilisation. Les taux d'acquisition utilisé donne des mesures moyennes des courants et de leurs directions toutes les 8 secondes.



Figure III - 4: mise en place du courantomètre Aanderaa DCS3500. En arrière plan, la ville de Faro.

- Le courantomètre ADV Nortek (Acoustic Doppler Velocimeter) (figure III - 5)

Ce courantomètre permet des acquisitions à très hautes fréquences (jusqu'à 64Hz), donnant accès à des mesures de turbulence, et ce quelle que soit la turbidité de l'eau.

Ce courantomètre a été utilisé notamment sur la barge pour des mesures de précision près du fond en simultanément avec un autre ADV (Sontek) permettant deux hauteurs de mesures.

L'échelle de mesure des courants peut être définie par l'utilisateur, et la précision est de l'ordre de 1%.



figure III - 5: Courantomètre ADV.

- *Le courantomètre ADCP du Woods Hole Oceanographic Institute (Acoustic Doppler current profiler) (figure III - 6)*

Un profileur de courant ADCP a été utilisé pour mesurer et enregistrer des profils de vitesses dans les différentes embouchures de la Ria Formosa (Salles, 2000). Le suivi de la Barra Nova a été effectué en collaboration avec le DGO pour l'acquisition précise de la bathymétrie.



Figure III - 6: Transects ADCP dans l'embouchure de la Barra Nova.

L'ADCP est embarqué sur un bateau et relié à un PC qui gère l'acquisition et l'enregistrement.

La mesure de la direction et de la vitesse des courants se base sur l'énergie acoustique réfléchiée par les particules en suspension dans l'eau. L'ADCP transmet une impulsion acoustique à une fréquence 1200 Hz dans l'eau et calcule la vitesse des courants en se basant sur les variations de fréquence de l'écho retourné (effet Doppler). Ce type d'instrumentation fournit des profils verticaux haute résolution des courants, donnant la vitesse et la direction de l'écoulement dans différentes couches (bins) sous le bateau. Les données sont en fait des moyennes de la vitesse et de la direction à partir des multiples échantillons pris dans chaque couche. Lors de la campagne, l'ADCP était configuré pour effectuer des moyennes sur dix mesures de la vitesse du courant dans des couches de 25 cm sur toute la colonne d'eau.

La vitesse de l'eau est obtenue en considérant que la vitesse des particules est la même que celle de l'eau. De plus, la vitesse du bateau doit également être retranchée.

Ce type de mesures a certaines limites: 1) tout d'abord, les limites dues à la méthode de suivi elle-même, c'est à dire l'impossibilité du bateau de s'approcher trop des bords du chenal et de passer sur les bancs semi-émergeants; 2) la couche supérieure de la colonne d'eau n'est pas mesurée à cause de l'immersion partielle de l'appareil, et de la période après la transmission où l'appareil n'écoute pas les échos; 3) la couche de fond (environ 6% de la colonne d'eau) n'est également pas exploitable à cause des interférences du signal de retour par les lobes latéraux du signal émis.

B – 3 – Les mesures de morphodynamique

- Les outils de navigation

Deux types de systèmes de positionnement (*Global Positioning System*, GPS) ont été utilisés: un GPS différentiel Trimble mis à disposition par l'équipe de Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), et le GPS cinématique en temps réel (Real Time Kinematics GPS, RTK GPS) du projet INDIA.

Le GPS Différentiel Trimble AgGPS 132

Les positions sont dans le référentiel ellipsoïde WGS84, puis projetées dans le système métrique UTM zone 29, plus adapté à l'échelle de la zone d'étude.

La principale source d'erreur de ce type de GPS est la disponibilité sélective (S/A), introduite par le gouvernement américain pour réduire la précision de positionnement des

personnes non autorisées. Cette erreur de l'ordre de 100 m est considérablement réduite avec l'utilisation de la correction différentielle du signal. La précision lors de la campagne de mesure était inférieure à 1 m (déviations maximale de 60 cm en position fixe) (Salles, 2000).

Ce GPS différentiel a été utilisé lors du suivi bathymétrique du 16-17/02/1999.

GPS Cinématique en temps réel INDIA

Le GPS cinématique en temps réel (Real Time Kinematic GPS) est constitué de deux stations: une station fixe et une station mobile. La précision de la mesure est de l'ordre du centimètre en station fixe, et se dégrade légèrement en mouvement. De plus, l'enregistrement de la position verticale de l'antenne a été programmée dans le référentiel du zéro hydrographique portugais (ZH), ce qui permet par exemple de connaître les mouvements verticaux du bateau pendant les suivis bathymétriques avec une précision inférieure au centimètre. Cet enregistrement a pu être utilisé directement pour la correction des données de bathymétrie.

Ce GPS très précis a été utilisé pour les suivis bathymétriques (à l'exception de celui du 16-17/02/99), mais également pour référencer les différents points de mesures (courantomètres, points d'immersion de traceurs, repères topographiques, ...) assurant une grande précision de la position des différentes acquisitions.

- Les suivis de terrain :

Théodolite à visée laser Leica wild TC 500 et organiseur PSION (figure III - 7)

Le théodolite à visée laser est constitué d'une station de mesure sur tripode et d'un prisme réflecteur. La distance maximale de mesure varie entre 400 et 1300 m selon les conditions atmosphériques. La précision de la mesure en vertical est de +- 6". On considère généralement une erreur verticale de l'ordre de 5 cm, du fait de la mesure, mais également du fait du suivi (positionnement de la mire, différents utilisateurs, ...). Afin de réduire au maximum ces erreurs de manipulation, la même personne a effectué la majorité des suivis de terrain.

Le théodolite est relié à un organiseur de terrain, le PSION, qui enregistre et code les données sous un format standard Leica (GSI) ou sous un format Ascii.



Figure III - 7: Suivi topographique sur la Péninsule d'Ancao.

Echosondeur Tritech PA 500-6

L'échosondeur Tritech PA 500 permet un suivi très précis de la bathymétrie dans les petits fonds (jusqu'à 50 m). Il opère à une fréquence transmise de 500 kHz et la fréquence d'acquisition est de 10 Hz. L'appareil est relié à un PC embarqué par un port RS-232 et synchronisé aux appareils de navigation, ce qui réduit le taux d'acquisition à environ 4-5 Hz. Cette fréquence est largement supérieure aux fréquences d'acquisition habituellement utilisées (de l'ordre de 1 Hz pour les bateaux côtiers, et inférieure pour les navires hauturiers). La résolution est de l'ordre du millimètre.

Le suivi bathymétrique s'effectuant à une vitesse de l'ordre de 5 nœuds, on obtient une mesure de la profondeur tous les 10 à 20 cm. Cette précision permet donc, dans des conditions idéales de suivi (pas de houle ni de clapot) de repérer les figures sédimentaires de type rides, mégarides ou plus de plus grande longueur d'onde (dunes hydrauliques).

Les données sont fournis en ASCII.

- Le système vidéo de l'IMS Plymouth (figure III - 8)

Il est constitué par deux caméra vidéo numériques noir et blanc (Sony XC75 CCD) montées sur une tour de 30 m sur l'île Barreta. Ces caméras sont reliées à un PC configuré selon le type d'acquisition voulu (snapshots, images moyennées, ...). Le système était entièrement autonome, alimenté par des panneaux solaires. L'enregistrement vidéo de l'embouchure a

débuté en Novembre 1998 et s'est terminé en Janvier 2000 (14 mois d'acquisition).



Figure III - 8: Tour vidéo sur l'île de Barreta.

B – 4 – Les mesures de transport sédimentaire

Traçages fluorescents

La technique de traçage fluorescent utilise le savoir-faire développé au Département de Géologie et Océanographie de Bordeaux I (Howa and De Resseguier, 1994 ; Pedreros *et al.*, 1996, Howa *et al.*, 1997, Michel, 1997, Howa *et al.*, 2000). La détection est réalisée à l'aide d'un détecteur/ compteur automatique (DCA) de grains fluorescents (figure III - 9) (De Resseguier, 1987).

Le DCA a été conçu pour suivre, in situ et sans perturbations, le déplacement du sable fluorescent sur la surface de la zone intertidale.



Figure III - 9: Détecteur compteur automatique (DCA) de grains fluorescents.

Les mesures sont effectuées en chambre noire à chaque point de la grille de prélèvement. Une lampe à ultra-violet (360 nm) stimule la luminescence des grains. Une caméra numérique CCD équipée de filtres correspondant à la couleur de la peinture fluorescente choisie, prend alors une image du sol. L'image binaire en niveaux de gris est alors analysée ligne après ligne par le système afin de détecter les pixels illuminés. Le système est préalablement calibré sur chaque site afin de définir quelle intensité de pixels correspond à un grain fluorescent et surtout à combien de pixels correspond un grain de sable marqué.

Tout le système d'acquisition et d'analyse est monté sur un chariot qui permet une détection rapide de la zone intertidale. A chaque point de mesure, le système donne trois informations: la position cross shore X, la position longshore Y, et le nombre de grains Z). De plus, la répartition superficielle du traceur s'affiche au fur et à mesure à l'écran permettant de visualiser rapidement les directions de dispersion.

Cet équipement étant équipé d'une chambre noire peut être utilisé en routine à chaque marée basse, de jour comme de nuit.

- Analyse statistique de la répartition granulométrique

De nombreux échantillons de sédiment ont été prélevés sur le delta de jusant, sur les plages adjacentes, et, dans le chenal principal de l'embouchure (cette dernière information provenant de la base de données INDIA). Ces échantillons ont été analysés à l'aide du granulomètre Laser Malvern (MASTERSIZE IM 100 version 3) au Département de Géologie et Océanographie.

La méthode d'analyse statistique développée par Mc Laren (1981) et Mc Laren et Bowles (1985), modifiée par Gao et Collins (1991, 1992), est ensuite appliquée à l'aide du programme DERSEDI (© *Service Hydrographique et Océanographique de la Marine*).

C - Procédures et techniques de suivis

Dans le contexte de l'évolution d'une embouchure, trois zones ateliers ont été étudiées (figure III - 10): une zone appelée "zone Cross Shore 1" (CS1), située à environ 800 m de l'embouchure, une zone "Cross shore 2" située à environ 200 m de l'embouchure, et enfin une zone sur la plate forme de swash amont de l'embouchure.

La figure représente la Péninsule d'Ancão et toutes les mesures réalisées sur cette côte lors de la campagne.

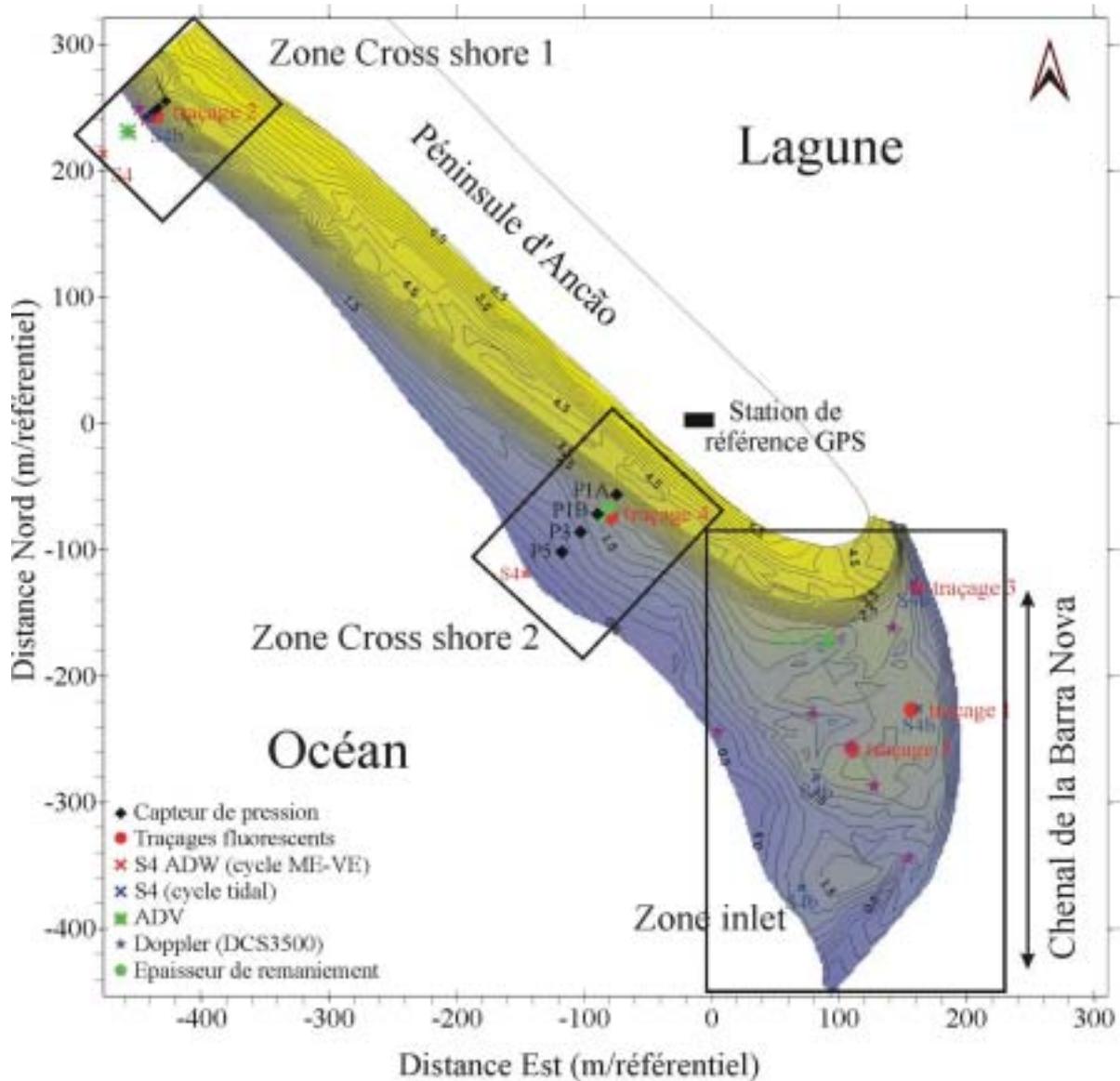


figure III - 10: Localisation et caractéristiques des mesures effectuées le long de la Péninsule d'Ancão.

C - 1 - Bathymétrie

Les suivis bathymétriques sont réalisés à bord d'un zodiac équipé d'un échosondeur et d'un GPS différentiel ou cinématique synchronisés par le programme d'acquisition du PC embarqué.

La technique consiste à réaliser des profils plus ou moins réguliers lors de périodes de beau temps afin de limiter les incertitudes amenées par les variations verticales dues aux vagues.

Deux suivis globaux ont été effectués lors de la campagne INDIA (tableau III - 1).

Date	Positionnement	Localisation
16-17/02/1999	Trimble GPS différentiel	Embouchure et plage sous-marine amont
24-25-26/02/1999	RTK GPS cinématique	Embouchure et plages sous-marines adjacentes
1/03/1999	RTK GPS cinématique	Profils ADCP / sondeur dans le chenal (collaboration avec le WHOI)

Tableau III- 1: suivis bathymétriques réalisés.

C - 2 - Courantométrie

- mesures ADCP:

Les profils de vitesse à l'aide de profileur de courant ont été réalisés le 1er mars 1999 en combinant les possibilités d'acquisition de la bathymétrie et d'un positionnement très précis de l'université Bordeaux avec les mesures ADCP du Woods Hole Oceanographic Institute (Salles, 2000). Les suivis ont été effectués sur deux transects dans l'embouchure (profils A et B) parcourus toutes les 30 min pendant le cycle tidal entier (d'une marée basse à la marée basse successive). Ces suivis sont référencés dans le système WGS 84 puis, dans le système UTM zone 29.

- autres courantomètres:

Plusieurs types de courantomètres ont été utilisés lors de la campagne: 2 courantomètres S4ADW, 1 courantomètre doppler DCS3500, 1 courantomètre à rotor RCM8 et un ADV. Les tableaux ci-dessous représentent les dates et caractéristiques de ces mesures.

Nom	date	début	fin	acquisition	Nb d'échantillons	Localisation	E	N	z
S4 - 1	31-janv	10:00		1 min/ 15 min pour la marée	36/21600	fin du profil CS1	-460.6743	202.19922	-0.889
	01/02 to 16/02	9:02	8:17	20 mn/h à 2Hz pour la houle	1438/835200		-476.5149	213.26686	-0.659
	16 to 18/02	12:00	10:46	2 Hz	336810		-473.45101	213.61051	-0.6615
	18/02 to 03/03	12:00	9:00	1 min/ 15 min	1237	Fin du profil CS2	-145.60913	-119.27532	-0.013
S4 - 2	06-févr	14:00		2 Hz	0	delta de jusant	162.22793	-225.53299	1.695
	07-févr	04:00		2 Hz	117995				
	08-févr	01:30		2 Hz	51175				
	11 to 12/02	19:00	17:35	2 Hz	163090	CS1 entre PT3 et PT5	-439.67747	242.49441	1.91
	12 to 13/02	20:00	07:20:33	2 Hz	81666				
	13-févr	09:00	18:24:52	2 Hz	67784				
	13-févr	21:30		2 Hz	0				
	14 to 15/02	21:30	7:41	2 Hz	73413				
	17 to 18/02	22:30	9:35	2 Hz	79801	traçage UA/UB			
	18-févr	12:00		2 Hz	0	Delta de jusant			
	01-mars	10:00	20:02	2 Hz	72330	traçage	82.157681	-280.35197	1.372
	01 to 02/03	22:30	8:36	2 Hz	72831	delta de jusant			
2 to 3/03	22:30	9:17	2 Hz	77714	delta de jusant	70.788963	-367.51989	1.036	

Tableau III - 2: Courantomètres S4 ADW: acquisition et localisation des mesures.

date	Début	fin	échantillons	localisation	E	N	z
03-févr	08:57		11422	CS1	-443.478419	240.063377	1.222
04-févr	10:51	22:30	10505	Delta de jusant	4.91638278	-243.834344	0.496888
06-févr	13:36		11350	Delta de jusant	127.054891	-287.563557	1.781
12-févr	05:14	17:29	3471	CS1	-448.857834	248.543708	1.631
13-févr	17:56 (12/02)	06:55	11692	CS1	-448.932787	248.80251	1.649
13-févr	07:33	18:10	9489	CS1	-448.932787	248.80251	1.649
18-févr	21:30 (17/02)	09:23	10604	Delta de jusant	119.723	-82.603	1.755
19-févr	12:18 (18/02)	00:57	11390	Delta de jusant	119.723	-82.603	1.755
20-févr	22:32 (19/02)	09:27	9834	Delta de jusant	141.365238	-161.932836	2.121
02-mars	08:33	09:05	259	Delta de jusant	108.632863	-255.697388	1.953
03-mars	20:50 (02/03)	08:37	10498	Delta de jusant	153.883868	-344.475217	1.401

Tableau III - 3: Courantomètre Aanderaa DCS3500: Acquisition et localisation des mesures.

En raison d'un problème de dérive, le courantomètre à rotor RCM8 du DGO n'a pu être utilisé que dans les chenaux secondaires le 06 février 1999.

L'ADV a été utilisé sur la plage et le delta en début de campagne (tableau III - 4), puis positionné sur le PIP de la Barge (voir annexe) afin d'obtenir une double mesure synchronisée près du fond du chenal à différentes altitudes.

	date	début	Acquisition	données	localisation	E	N	z / HP
file 2	06-févr	17:28:29	25 Hz	50903	Delta de jusant	91.1	-172.9	1.37
file 3	06-févr	18:05:10	25 Hz	33782				
file 4	06-févr	18:29:44	25 Hz	51514				
file 5	06-févr	19:57:18	25 Hz	2404				
file 6	06-févr	20:00:23	25 Hz	30637				
file 7	06-févr	21:09:05	25 Hz	36985				
file 8	06-févr	21:35:25	25 Hz	1894				
file 9	16-févr	08:47:12	25 Hz	454790				
file 10	17-févr	11:17:02	25 Hz	427344				
file 11	18-févr	12:18:04	25 Hz	376115				
file 12	19-févr	12:25:47	25 Hz	412027				
file 13	20-févr	12:23:52	25 Hz	508972				
file 14	22-févr	13:06:29	25 Hz	487750				
file 15	23-févr	14:07:27	25 Hz	397872				
file 16	24-févr	09:24:14	25 Hz	555845				
file 17	26-févr	11:56:41	25 Hz	513466				
file 18	27-févr	12:59:21	25 Hz	461021				
file 19	28-févr	09:46:56	25 Hz	377907				

Tableau III - 4: Courantomètre ADV: acquisition et localisation des mesures.

C - 3 - Suivis topographiques

Dans la zone intertidale, les suivis topographiques ont été réalisés à marée basse sur la péninsule d'Ancão et sur l'île de Barreta, à l'aide d'un théodolite à visée laser. Les suivis sont effectués selon une grille régulière de profils perpendiculaires au trait de côte. La distance

entre les profils est choisie en fonction des dimensions des unités sédimentaires (morphologie 2D ou 3D). Les suivis sur la plate-forme de swash ont été effectués en fonction de la morphologie, et non plus selon des profils parallèles, du fait d'une part de la forme de la plate-forme, et d'autre part de l'irrégularité latérale des corps sédimentaires observés. Les têtes de profils et la direction à suivre sont matérialisés sur le terrain par des jalons installés sur la dune pour toute la période de mesure.

Dans la zone de swash (jet de rive), des mesures de topographie spécifiques sont effectuées à marée haute. Des alignements de jalons espacés de 1 m sont positionnés dans la zone de swash. A l'aide d'une règle graduée spéciale, l'élévation de la topographie est mesurée toutes les 10 min pendant au moins deux heures. Ces données permettent d'obtenir des informations sur les variations morphologiques à petite échelle en relation avec les processus associés au swash.

Trois sites particuliers ont été choisis pour les suivis topographiques: le delta de jusant de l'embouchure, et en particulier la plate-forme de swash amont, une plage hors de l'influence de l'embouchure (site cross shore 1), et une plage sous influence de l'embouchure (cross shore 2). Le tableau III - 5 résume les mesures effectuées.

Suivis topographiques - Campagne INDIA						
Cross shore 1	Cross shore 2	Ancao	Barreta	entre CS1 et CS2	GPS/ topo	trait de côte
9 profils	10 profils	delta de jusant	delta de jusant	péninsule d'Ancao	Barreta et delta	marche d'érosion
31/01 jour	22/02 j	04/02 j	11/02 j	19/02 j	24/02 j	10/02 j
01/02 nuit	23/02 j	06/02 j			25/02 j	
02/02 jour	25/02 j	10/02 j				
02/02 nuit	26/02 j	15/02 j				
03/02 jour	26/02 n	20/02 j				
05/02 nuit	27/02 j	25/02 j				
06/02 jour	28/02 j	01/03 j				
10/02 jour	28/02 n	05/03 j				
12/02 nuit	02/03 j					
13/02 jour	02/03 n					
13/02 nuit	04/03 j					
14/02 nuit						
04/03 jour						
Run-up				suivi d'un croissant de plage		
mesures de run-up sur le cross shore 1: 03 et 13/02/99				Topographie jalons presque toutes les marées basses		
mesures de run-up sur le cross shore 2: 3-4/03/99						

Tableau III- 5: Résumé des différents suivis topographiques effectués lors de la campagne INDIA.

C - 4 - Traçages fluorescents

La technique développée à l'Université de Bordeaux I (Howa and De Resseguier, 1994 ; Howa *et al.*, 1997) a été utilisée pour quantifier les transports sédimentaires dans les zones intertidales.

Le sable naturel est peint avec de la peinture fluorescente acrylique et utilisé comme traceur.

Après application de la couche de peinture glycéro-fluorescente, la granulométrie du sable marqué est analysée afin de s'assurer de la représentativité du traceur. Ce sable marqué est immergé à marée basse dans une fosse de profondeur supérieure à la couche mobile au point d'injection choisi. L'épaisseur de la couche mobile est mesurée à la marée précédent le traçage par injection d'un traceur de couleur différente et carottage après le cycle tidal.

La technique utilisée correspond à la méthode d'intégration spatiale qui est connue pour être mieux adaptée aux zones découvrantes (Madsen, 1989; Michel, 1997).

La dispersion du traceur fluorescent est suivie à l'aide du détecteur/compteur automatique (DCA) (De Resseguier, 1987) à la marée basse suivante. Cet appareil permet de cartographier la dispersion du traceur en surface de jour comme de nuit. La troisième dimension du nuage fluorescent est obtenue par des carottages courts à l'aide de tubes PVC transparents de 4 cm de diamètre, qui permettent d'estimer rapidement la limite de la zone active et l'analyse de ces carottes sédimentaires donne accès à l'épaisseur de la couche de remaniement Z_0 en suivant la méthode de Kraus (1985). Cette technique permet de quantifier le transport sédimentaire aussi bien dans la direction longshore que cross shore pour des conditions hydrodynamiques données qui sont mesurées pendant toute la période d'immersion-détection du traceur.

Les expériences de traçages réalisés lors de cette étude sont résumées dans le tableau III- 6.

Traçages fluorescents				
date	localisation du point d'immersion du traceur			
	E	N	z	par rapport à la Station GPS
06-févr	156.72817	-226.705888	1.748	Est de la plate-forme de swash amont
12-févr	-432.659432	246.921605	3.016	Profil cross shore 1
17-18/02				extrémité de la péninsule d'Ancao (UALG/UB)
27-28/02	-94.4386925 -87.2828769	-73.576653 -66.7663837	1.668 2.114	2 mesures d'épaisseur de remaniement Profil cross shore 2
28-févr	-88.9254567	-71.7876477	1.919	Profil cross shore 2
01-mars	110.147852	-257.538457	1.967	Plate-forme de swash amont

Tableau III- 6: Dates et localisation des points de traçages fluorescents.

C - 5 - Video

Lors de cette étude des images vidéo acquises par l'Institut des Sciences Marines de l'Université de Plymouth ont été utilisées afin de reconstituer la morphologie de la partie est du delta de jusant peu étudié par les moyens classiques de topographie.

L'appareillage vidéo consiste en deux caméras numériques positionnées sur une tour de 30 m sur l'île de Barreta, regardant vers le delta de jusant et le chenal de l'embouchure (Morris *et al.*, 2001)(figure III-11).



Figure III - 11: Tour vidéo sur l'île de Barreta (à gauche) et vision de la Barra Nova à marée haute depuis la tour (droite), images IMS Video Group (Website).

Le rythme d'acquisition choisi était une image (snapshot) simultanée des deux caméras toutes les heures de 8h00 à 18h00. De plus, les deux caméras prenaient des images exposées sur 10 minutes (time exposure images). Ces images sont constituées par 600 images (une image par seconde) moyennées sur dix minutes (exemple figure III-12). Le format des images brutes stockées sur l'ordinateur de terrain est un format JPEG (bitmap), chaque image faisant 640*480 pixels.

Un autre type d'image a également été utilisé. Après récupération des données brutes, les images moyennées sur une heure par les deux caméras sur une journée sont à leur tour moyennées pour créer les images moyennées sur une journée. Ce type d'image permet de compresser considérablement l'information contenue dans les images acquises sur une journée, et permettent également de lisser les effets dus aux variations du niveau marin sur une journée (Morris *et al.*, 2001).

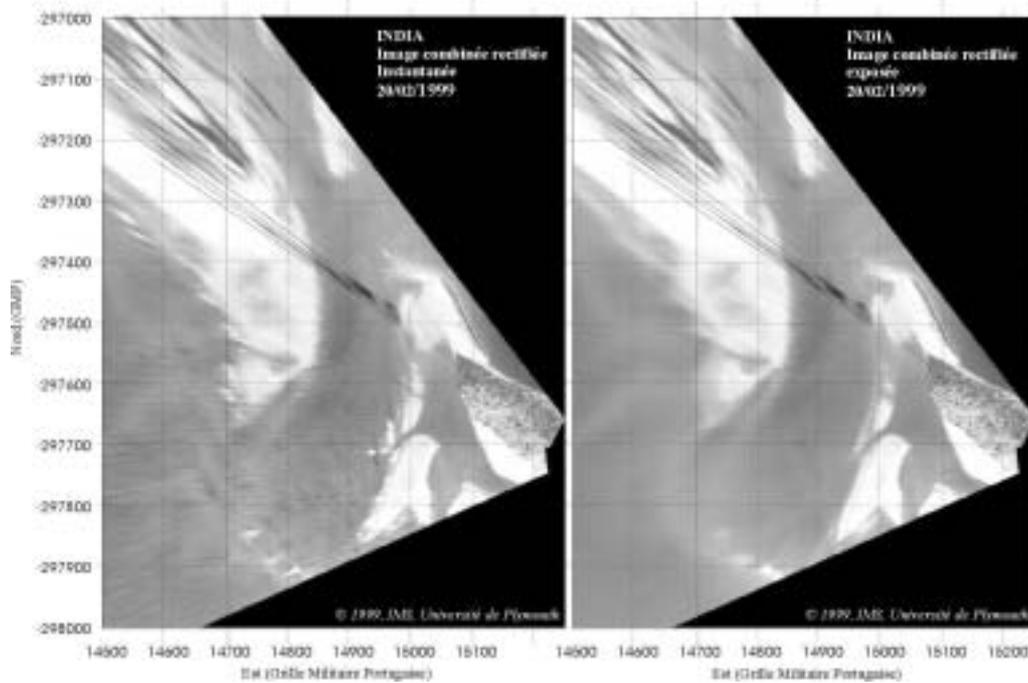


Figure III- 12: Images vidéo rectifiées. Instantané (gauche) et exposé (droite).

D - Traitement des données

D - 1 - Positionnement des appareils et géo-référencement

Lors de la campagne de mesures, tous les positionnements des appareils ont été relevés au GPS cinématique en temps réel, qui offre une précision millimétrique en station.

La position de la station de référence ayant été configurée sur le point de référence de la Péninsule d'Ancão (Ancão Benchmark), les positionnements donnés par le GPS sur le terrain sont à la fois en WGS84 et en coordonnées métriques dans un système de type UTM référencé sur la station de réception du GPS. Ce double-système de coordonnées permet de travailler les suivis topographiques, bathymétriques et autres dans un système métrique plus adapté à l'étendue de la zone tout en ayant un référencement international permettant de comparer les mesures avec les autres équipes, et ce, sans étapes intermédiaires de projection de coordonnées, qui sont souvent cause d'erreur de positionnement pouvant aller jusqu'à la centaine de mètres.

D - 2 - Hydrodynamique:

a - Hauteurs d'eau

Les signaux de sortie des S4 et ADV sont directement donnés en hauteurs d'eau (mètres), les signaux des capteurs de pression sont eux donnés en volts. La première opération consiste à transformer ces signaux électriques en hauteurs d'eau (m). Pour cela, on utilise les tableaux d'étalonnage fournis par le constructeur (figure III-13). La pression est ensuite évaluée en hauteur d'eau en supposant une répartition hydrostatique de la pression. On a, d'après le théorème de Bernouilli (Bishop et Donelan, 1987) :

$$P(t) = P_a + \rho g(h - H_c)$$

où $P(t)$ est la pression mesurée, P_a la pression atmosphérique (pour les capteurs mesurant la pression absolue), h et H_c sont respectivement la profondeur d'eau et la hauteur du capteur au dessus du sol.

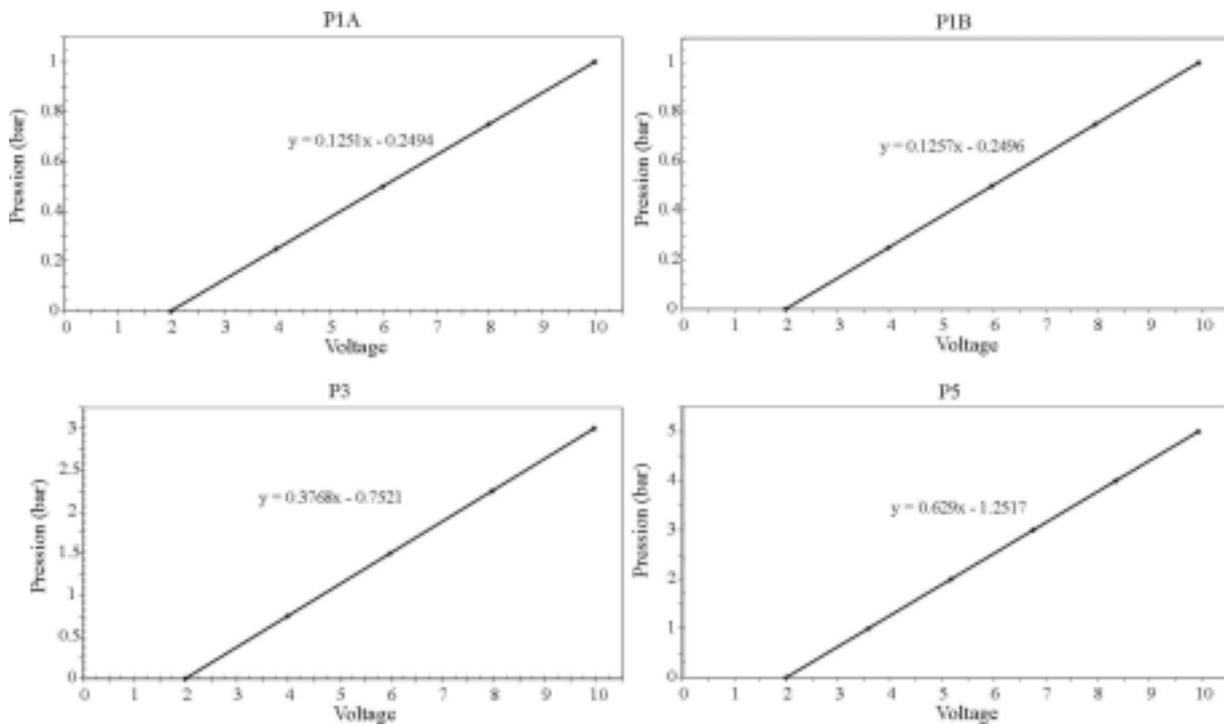


Figure III - 13: Courbes d'étalonnages des capteurs de pression (conversion des signaux de volt à bar).

Les données de pression enregistrées par les capteurs de pression individuels (exemple figure III - 14) et par les courantomètres S4 sont traitées par analyse spectrale afin de caractériser l'énergie incidente (figure III - 15).

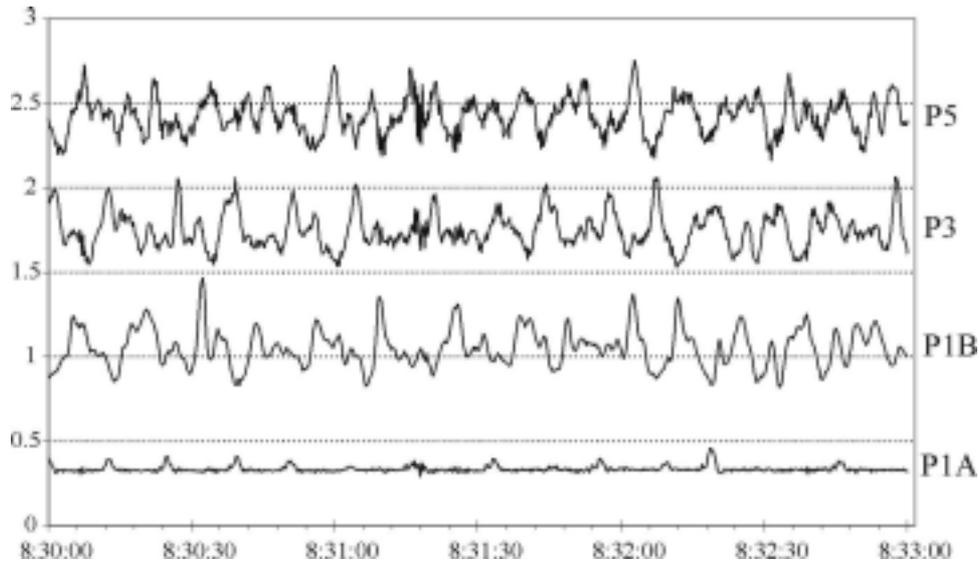


Figure III - 14: Exemple d'enregistrement des capteurs de pression (3 minutes d'enregistrement à marée haute le 23/02/1999, CS2).

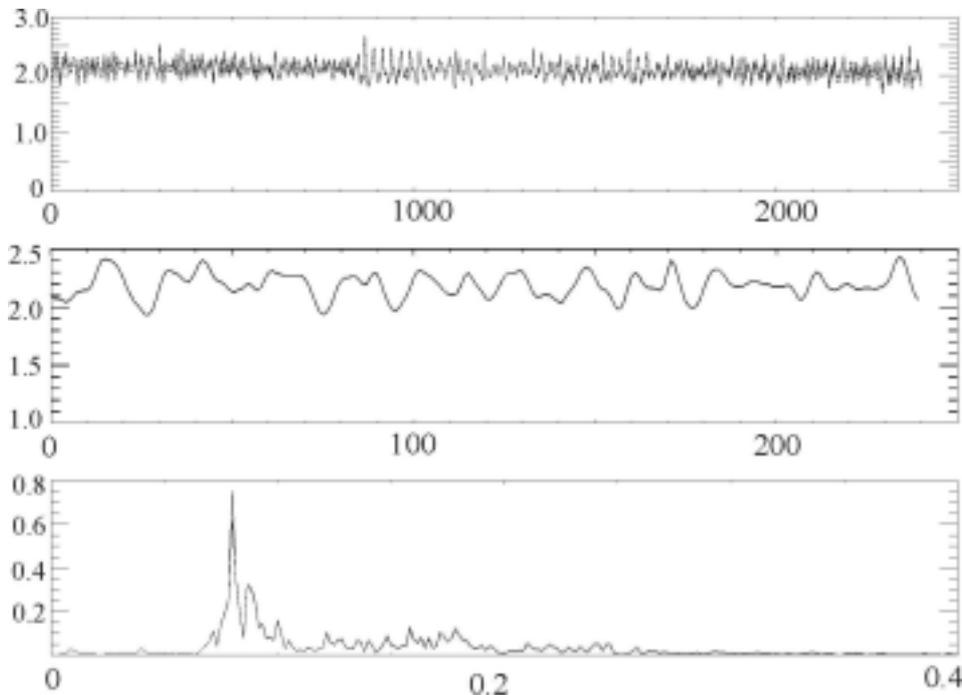


Figure III - 15: Exemple de spectre sur la zone cross shore 1 le 13/02/1999. Haut : 20 minutes d'enregistrement des variations de hauteur d'eau (en m), au milieu : zoom sur 2 min (en m), en bas : spectre d'énergie (m²/Hz).

b - courants

Les courants mesurés par les courantomètres S4 ADW sont enregistrés à une fréquence de 2 Hz et à une hauteur de 41.5 cm au dessus du fond (hauteur de la structure qui est corrigée en fonction de l'affouillement ou de l'accumulation). Les données obtenues sont des vitesses et directions des courants. Ces courants sont projetés sur des axes parallèles et perpendiculaires à la ligne de côte, donnant respectivement les vitesses longshore et cross-shore. Afin de

vérifier l'importance des courants de marée, les vitesses longshore (l'onde de marée se propageant parallèlement à la côte) ont été moyennées sur 10 ou 15 minutes.

Pour les mesures à moyen terme (un cycle morte-eau - vive-eau), des représentations lagrangiennes ont été réalisées.

Les autres courantomètres donnent en général le même type d'informations (vitesses, direction) avec des fréquences d'acquisition variables (de 25 données par seconde pour l'ADV à une donnée par 8 s pour le courantomètre doppler DCS3500).

D - 3 - Morphodynamique

Les profils topographiques sont enregistrés au format ASCII sous forme de trois coordonnées x, y et z, référencés dans un système métrique défini par l'utilisateur. Le point de référence étant lui-même relevé par GPS dans un système métrique UTM, les données sont géo-référencées par un simple changement de repère. La projection dans d'autres systèmes de référence comme le WGS84 s'effectue alors par les programmes classiques géo-référencés (GMT par exemple).

Les modèles numériques de terrain (MNT) sont alors représentés à l'aide d'un logiciel tel que SURFER (MICROSOFT Software), qui propose plusieurs techniques d'interpolation des données, et permet la quantification des volumes érodés ou accumulés entre deux MNT successifs. Il est également possible de s'intéresser à une unité sédimentaire spécifique (une barre ou une berme par exemple) afin de suivre son évolution.

Le traitement des données bathymétriques est sensiblement différent du fait de l'acquisition en mouvement à bord d'un zodiac. Le relevé bathymétrique prenant plusieurs heures, l'élévation du niveau marin pendant le cycle tidal doit être corrigée. Ceci est effectué à l'aide d'un marégraphe / courantomètre S4 ADW immergé pendant tout le suivi.

Le mouvement du bateau doit ensuite être retranché du signal. Lors de l'utilisation d'un GPS cinématique en temps réel, le mouvement vertical du bateau est enregistré à l'aide du positionnement de l'antenne du GPS. Celle-ci étant installé sur l'armature du zodiac, suit exactement le mouvement vertical du bateau. Il suffit donc de retrancher ce signal à l'enregistrement total. Lors de l'utilisation d'un GPS différentiel classique, le mouvement du bateau n'est pas enregistré, et seule une moyenne mobile permet de réduire l'impact des mouvements du bateau. Ce "lissage" du signal calibré sur la période la houle réduit évidemment

la qualité des informations. Ainsi, une barre subtidale ayant une amplitude et une longueur d'onde comparable à celles d'une vague, sera effacée du signal. Néanmoins, la très haute fréquence d'acquisition (de 5 à 10 Hz) associée à un mouvement relativement lent du bateau (de l'ordre de 4-5 noeuds) permet d'obtenir une résolution satisfaisante.

Les données ainsi filtrées du signal du bateau sont traitées selon la même procédure que les informations de topographie.

La bathymétrie du 16-17/02/1999 a été effectuée avec le GPS différentiel Trimble du WHOI (Woods Hole Oceanographic Institute) synchronisé au PC embarqué. Les mesures marégraphiques simultanées ainsi que les informations de houle proviennent du S4ADW, et permettent donc, d'une part de corriger la variation de niveau due à la marée, mais également d'affiner la correction en fonction des caractéristiques de la houle.

Pour le second suivi bathymétrique du 24-25/02/1999, le GPS cinématique INDIA a été utilisé, permettant la correction directe de la houle et de la marée.

Imagerie vidéo:

Le traitement des images vidéo correspond aux techniques classiques de photogrammétrie (Holman *et al.*, 1997).

Les images obliques sont rectifiées à l'aide de cibles géoréférencées (Ground control points) permettant de convertir les coordonnées (u, v) de l'image en coordonnées horizontales réelles (x, y). Les images sont ensuite normalisées afin de corriger les variations d'intensité dues à l'orientation différente des caméras par rapport au soleil. Les images rectifiées des différentes caméras sont enfin combinées pour former l'image finale. Ce traitement a été effectué à l'Université de Plymouth (Institute of Marine Sciences) en utilisant les routines du programme ARGUS sous Matlab.

La reconstruction morphologique de la topographie à partir des images s'effectue en localisant au pixel près la limite supérieure de la zone de swash à différents moments de la marée. On obtient alors un fichier x,y,z où x et y sont les coordonnées du pixel pointé et z l'altitude du niveau marin au moment de l'acquisition vidéo. Cette technique de reconnaissance de la limite supérieure de la zone de swash est automatisée pour des images couleur (Davidson, 1997, Mallet *et al.*, 2000), mais n'est pas aussi précise lorsque l'acquisition est en noir et blanc. C'est pourquoi le pointé a été réalisé "à la main", en utilisant une routine Matlab développée par B. Morris permettant de zoomer sur les images de manière à clairement distinguer les pixels, tout en visualisant en parallèle des images instantanées afin de déterminer avec exactitude la nature de la limite que l'on est en train de pointer

(déferlement, swash, ...). L'application et la validation de la technique est présentée dans le chapitre VI et fait l'objet d'une publication (Balouin *et al.*, 2001c) soumise.

D - 4 - Transport sédimentaire:

Les flux sédimentaires ont été quantifiés à l'aide de traçages fluorescents (Balouin *et al.*, 2000b, Howa *et al.*, 2000, Balouin *et al.*, 2001b). L'étude de ces traçages fait l'objet du chapitre V.

Analyse statistique des paramètres granulométriques

Les directions de transport sédimentaire ont été vérifiées à l'aide de la méthode statistique dite de Mc Laren (1981). Les échantillons prélevés sont analysés au laboratoire à l'aide du granulomètre laser Malvern (MASTERSIZE IM 100 version 3), et les paramètres granulométriques classiques (moyenne, classement, asymétrie, médiane) sont calculés par la méthode des moments statistiques (Rivière, 1977).

La méthode est basée sur le principe qui énonce que les variations spatiales du sédiment de surface peuvent traduire les directions du transport sédimentaire résiduel. Les caractéristiques du sédiment superficiel sont comparées deux à deux pour les différents échantillons, en prenant simultanément en compte trois paramètres: la moyenne m (mean size) en m , le classement s (sorting) et l'asymétrie Sk (Skewness). Huit cas sont donc théoriquement possibles, mais seulement deux d'entre eux sont représentatifs d'un transport sédimentaire dans un environnement marin non-extrême (McLaren and Bowles, 1985; Gao and Collins, 1992, Gao and Collins, 1994). Si le transport s'effectue d'un point 1 vers un point 2, deux cas sont valides:

1) cas 1: $s_2 < s_1$, $m_2 > m_1$ et $Sk_2 < Sk_1$ (dans le sens du courant, le sédiment devient plus fin, mieux classé et avec une asymétrie vers les petites tailles = asymétrie plus négative); ou

2) cas 2: $s_2 < s_1$, $m_2 < m_1$, et $Sk_2 > Sk_1$ (dans le sens du courant, le sédiment devient plus grossier, mieux classé et avec une asymétrie plus positive).

On définit alors les vecteurs de tendance en comparant les sites deux à deux. Lorsque l'on se situe dans les cas 1 ou 2, on trace un vecteur du plus grand classement (sorting) vers le plus petit. Puis ces vecteurs sont sommés afin d'obtenir les vecteurs résultants pour chaque point de la grille de prélèvements. Enfin, les vecteurs de chaque point sont pondérés par rapport à

leur voisins afin d'éliminer le bruit de fond dû à la présence de points de caractéristiques granulométriques très proches, et on obtient les vecteurs de transport (Gao and Collins, 1992).

L'utilisation de la technique a été validée pour les environnements intertidaux (Pedreros *et al.*, 1996). Les paramètres granulométriques, les vecteurs de tendance et les vecteurs de transport sont calculés et représentés à l'aide du programme DERSEDI (© Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). La distance critique de comparaison est établie en fonction du maillage des prélèvements et de l'extension de la zone suivie.

Cette technique statistique d'étude du transport sédimentaire a été appliquée en plusieurs points du système: i) sur la plate-forme de swash de la côte amont, afin de confirmer les directions de transport obtenues par les traçages (chapitre VI), et ii) sur l'intégralité du delta de jusant (rapport final INDIA, en préparation), en négligeant les échantillons beaucoup plus grossiers du fond du chenal, de caractéristiques trop différentes.

Ces différents types de données de morphologie, courantométrie ou transport sédimentaire seront détaillées par la suite dans le cadre de résultats ayant trait au transport littoral (chapitre V), au transport sédimentaire dans l'embouchure (Chapitre VI) ou au fonctionnement des barres sableuses du delta de jusant (chapitre VI).

Chapitre IV - Les agents dynamiques

Chapitre IV - Les agents dynamiques

A - Introduction

Les agents dynamiques dans la région de la Ria Formosa sont principalement la houle et la marée. Les vents sont modérés et les événements susceptibles de jouer un rôle dans le bilan sédimentaire de la région sont relativement rares.

L'objectif de ce chapitre est de décrire ces agents dynamiques dans la région à l'aide des données long terme disponibles, puis de caractériser l'hydrodynamique lors de la campagne de mesures au large, dans l'embouchure et sur les côtes adjacentes, en s'intéressant à la houle, la marée et à leurs interactions en zone d'embouchure.

B - Régimes hydrodynamiques de la Région de Faro

B - 1 - Régimes de houles

Des données de houle dans la région de Faro existent depuis 1976, avec quelques périodes de non-enregistrement (Pires, 1998). Elles ont été acquises à l'aide de bouées Datawell non directionnelles de l'institut météorologique Portugais (36°54'22"N, 07°57'14"W; -80m) de 1976 à 1980, puis avec une bouée directionnelle depuis 1988 (36°54'17"N, 07°53'54"W, -90m) de l'institut hydrographique de la marine portugaise.

Le climat de houle, dans les eaux profondes proches de la côte Sud Portugal, près de Faro, est dominé par des états de mer doux à modérés, qui ont lieu la majorité du temps, et caractérisé par deux types de tempêtes, de WSW et SE qui génèrent des états de mers différents selon l'incidence.

La plupart du temps, les vagues sont dans la direction du vent local, associées avec le régime de brise de terre / mer. Typiquement, il y a un léger vent du nord la nuit, qui décroît le matin et tourne vers un vent d'est très faible au lever du soleil. Il augmente alors en intensité, devenant un douce brise de sud vers midi, et une brise plus puissante de sud-ouest dans

l'après-midi. Les vagues varient en fonction de ce vent, et près de la côte, la mer est généralement calme la nuit et le matin, et devient modérée de sud-ouest dans l'après-midi.

Les plus importantes tempêtes sont d'ouest-sud-ouest et sont associées avec des centres de basses pressions dans la région sud-est de l'Atlantique Nord. Les hauteurs significatives¹ des vagues lors de ces tempêtes de sud-ouest sont généralement de l'ordre de 4 m (plus d'une fois dans l'année), mais peuvent atteindre des hauteurs significatives de 7 m (vagues décennales). Lors de ces événements, l'état de la mer résulte d'une mer du vent centrée sur la direction du vent, généralement sud-ouest. Ces tempêtes d'ouest-sud-ouest ont lieu principalement en hiver.

Les tempêtes de sud-est ont lieu lorsqu'un fort vent d'est méditerranéen, le Levante, souffle au travers du détroit de Gibraltar. Les vagues atteignent alors la côte de l'Algarve de manière quasi unidirectionnelle. Les tempêtes de Levante ont des vagues de hauteur significative inférieure à 4m (le maximum mesuré est inférieur à 5m). Ces tempêtes peuvent avoir lieu quelle que soit la saison.

Les données long terme (près de 30 ans) permettent d'établir des statistiques sur l'occurrence de ces trois régimes prédominant dans la région de l'Algarve.

Le premier régime est donc le régime dit de "beau temps", H1. Il se caractérise par des hauteurs significatives des vagues inférieures à 1 m avec une période de pic² comprise entre 4 et 10 s, et des directions qui varient entre l'ouest et le sud est. Ce régime de beau temps a lieu, lors d'une année "normale", pendant 99 % du temps (tableau IV-1) et peut se diviser en conditions d'Atlantique (OSO), H1A, qui représente 85 % du temps et en conditions de Levante (SE), H1L qui a lieu pendant 15 % du temps.

Les tempêtes d'Atlantique et de Méditerranée ont lieu respectivement pendant 0.6 et 0.4 % du temps.

Régimes hydrodynamiques	Hs (m)	Tp (sec)	Dir (°)	Occurrence %
H1, "beau temps"	Hs < 1	4 < Tp < 10	SO	85
			SE	15
H2, Tempêtes SO	Hs > 3	8 < Tp < 18	245 < D < 275	0.6
H3, Tempêtes SE	Hs > 3	6 < Tp < 14	120 < D < 140	0.4

Tableau IV-1: Statistiques de vagues dans la région de Faro (25 ans de données). *Wave statistics at Faro (over 25 years)*.

¹ La hauteur significative H_s ou encore $H_{1/3}$ est la hauteur du tiers des vagues le plus élevé.

² La période de pic T_p (ou période significative) est la période estimée par approche spectrale

La figure IV-1 représente l'enregistrement continu des conditions hydrodynamiques entre le 1er décembre 1998 et le 31 décembre 1999 (397 jours en tout). C'est au cours de cette période qu'ont eu lieu les campagnes de mesures intensives effectuées dans le cadre du programme INDIA. La première observation est l'aspect saisonnier des événements de tempête. En effet, les cinq événements enregistrés sont tous compris pendant la période hivernale. Trois de ces tempêtes sont des tempêtes de OSO (29-31/12/98, 10/03/99 et 20/10/99), les deux autres étant des conditions de Levante (SE) (23/03/99 et 30/11/99). Ces événements de courte durée (la majorité des tempêtes durent moins de 24h) représentent environ 1.5 % des conditions annuelles (7 jours de vagues supérieures à 3m sur 397 jours d'enregistrement). Les conditions de beau temps sont donc largement prédominantes, et près de 70% de l'année sont caractérisés par des hauteurs significatives des vagues inférieures à 1m, ce qui permet de dire que l'année 1999 est à peu près représentative des conditions habituellement observées en Algarve (d'après les 30 années de mesures, Pires 1998). Au niveau directionnel, plus de 75 % des directions de provenance de la houle sont supérieures à 225° N, soit dans le cadran OSO-ONO, ce qui correspond bien à la dominance des conditions d'ouest observées sur le long terme, et la dérive littorale dominante d'est en ouest.

Il est à noter que seules les tempêtes de décembre 1998 et octobre 1999 ont eu lieu lors de marée de vives-eaux. Ces tempêtes ont un impact beaucoup plus important sur le système que les événements survenant en morte-eau. En effet, lors des marée hautes de vives-eaux, la hauteur d'eau permet à la houle de se propager jusqu'au littoral, et en particulier dans l'embouchure. Les vagues déferlent alors directement sur les falaises, notamment sur l'île de Barreta, provoquant une importante érosion et une forte perturbation du système. En revanche, lors des marées de mortes-eaux, la majorité de l'énergie est dissipée par déferlement sur le lobe terminal du delta qui agit alors comme un bouclier et protège la côte de la tempête.

La figure IV-2 représente la puissance des vagues offshore, calculée sur les données moyennes journalières pour les 397 jours de mesure et donnée par :

$$P = (E C_g)_b$$

$$\text{Où } E = \rho g H^2 / 8 \quad \text{et} \quad C_g = g T / 4 \pi$$

Afin de prendre en compte l'impact de la marée sur l'effet des houles de tempête, cette puissance a été normalisée en fonction du marnage (Morris et al., 2001). On obtient alors la puissance normalisée des vagues de la forme: $P_n = P \cdot (m/m_{\max})$ où m est le marnage du jour et m_{\max} le marnage maximum. On aura donc $P_n = P$ pour les marées de vives-eaux et $P_n = 0.33 P$

pour les marées de mortes-eaux. Cette méthode appliquée par Morris et al. (2001) a été reproduite sur les données de vagues de l'année 1999 (figure IV-2).

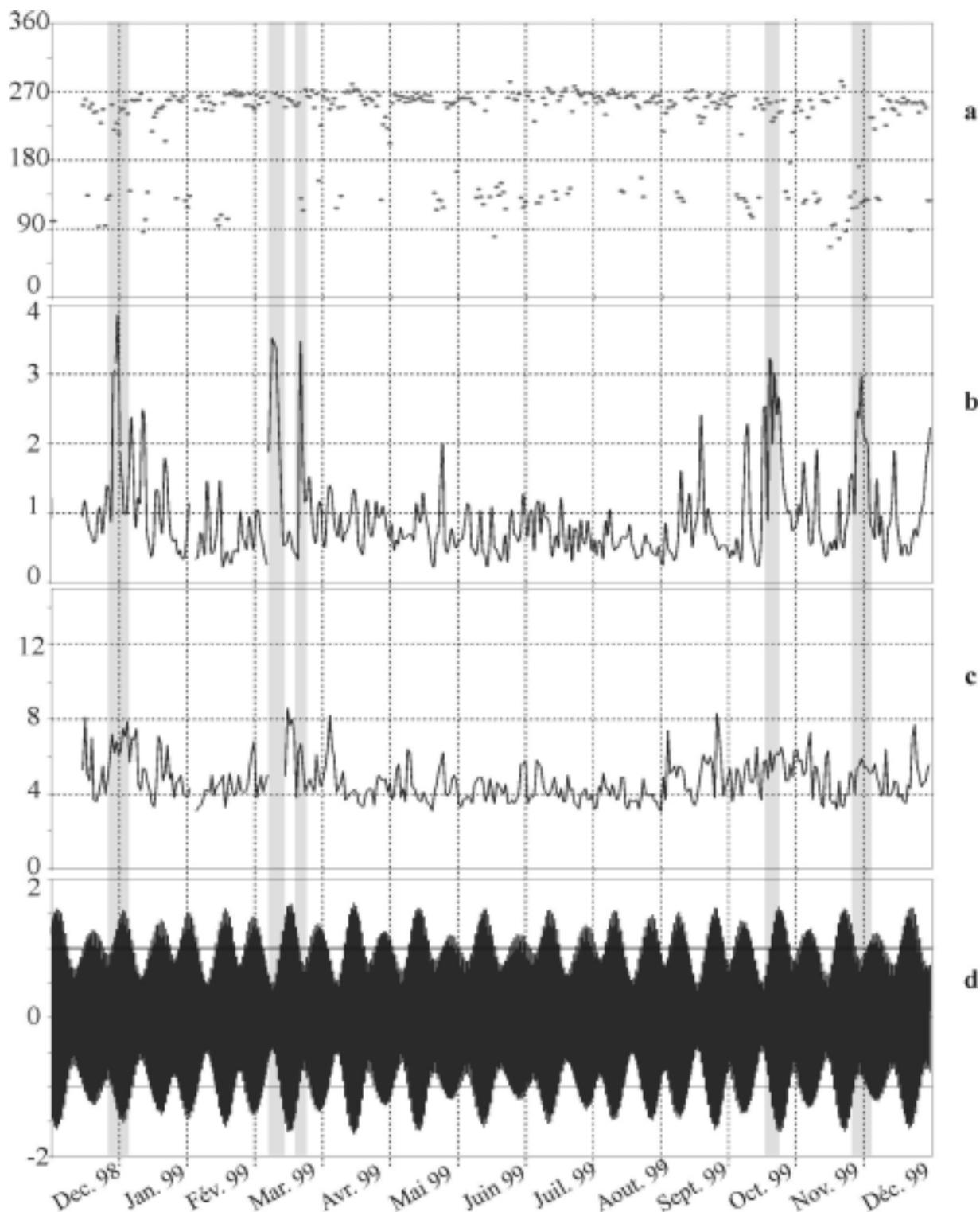


Figure IV- 1 : Hydrodynamique de l'année 1999. a) direction de provenance de la houle en degrés, b) Hauteur significative de la houle en m, c) période moyenne de la houle en s, d) variations du plan d'eau par rapport au MSL en m (courbe de marée). *Hydrodynamics during the year 1999: a) direction, b) Hs (m), c) Tmean (s), d) tidal elevation (m). Storm periods are indicated by grey areas.*

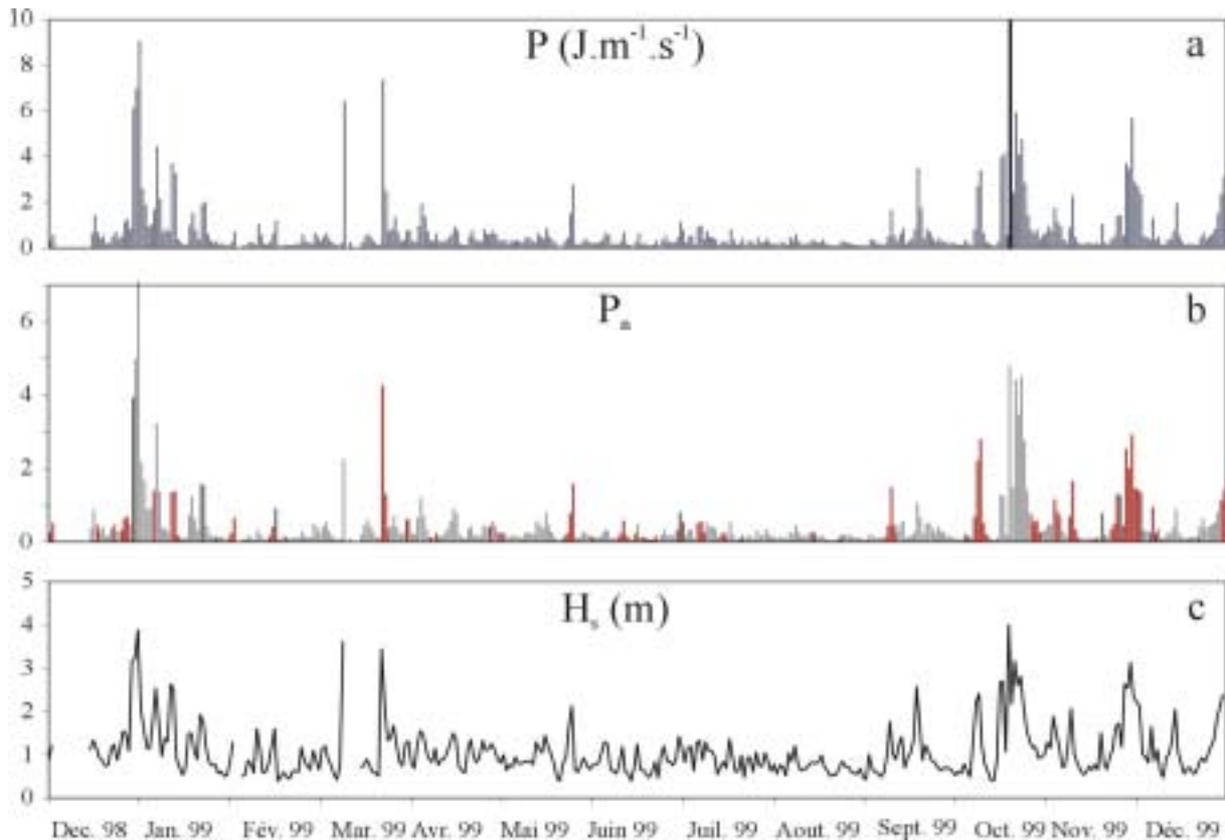


Figure IV- 2: puissance des vagues au large pendant l'année 1999. a) puissance, b) puissance normalisée en fonction du marnage (les rectangles rouges représentent les incidences $< 225^\circ\text{N}$), c) hauteurs significatives des vagues. *Offshore wave power during 1999. a) wave power, b) normalized wave power (in red, SE conditions), c) H_s .*

B - 2 - Elévations du plan d'eau (figure IV-3)

La Barra Nova se situe dans un environnement méso-tidal semi-diurne, avec un marnage compris entre 1.3 et 3.1 m (Granja et al., 1984, Salles, 2000). Les marées d'équinoxe peuvent atteindre un marnage de 3.8 m. Le niveau moyen des mers est influencé principalement par la marée, mais les processus climatiques ou tectoniques peuvent donner lieu à des variations importantes.

B - 2 - 1 - Les tsunamis

Des secousses sismiques au large des côtes portugaises peuvent générer des tsunamis, qui vont entraîner des variations très importantes de l'hydrodynamique. En effet, le tsunami de 1755 qui a ravagé les villes de Faro et Lisbonne a créé des vagues de plus de 15 m, capables de submerger entièrement le cordon dunaire des îles de la Ria Formosa.

B - 2 - 2 - La surcote

La côte portugaise est soumise à de forts vents qui génèrent des variations importantes du niveau moyen. La hauteur extrême du niveau des mers avec une période de retour de 50 ans est estimée à 4.34 m ZH⁵ pour la zone de Lagos (Gana et al., 1994), ce qui représente une surcote de 0.75 m par rapport au marnage maximal (qui donne lieu à des niveaux moyens atteignant 3.6 m ZH, ou 1.6 m /MSL). Cette surcote est légèrement inférieure dans la zone de la Ria Formosa, mais peut tout de même atteindre des valeurs de l'ordre de 0.50 m.

B - 2 - 3 - Le run-up

Le run-up est le niveau maximal atteint par les vagues qui viennent mourir sur l'estran (extrémité du jet de rive) (voir figure IV-). Il s'agit d'une mesure verticale (en m) par rapport au niveau moyen de la surface océanique.

Des études sur le run-up ont été effectuées (Sa-Pires et al., 2000) dans le but de mettre en place un outil de prédiction des épisodes d'overwash⁶ qui peuvent avoir des conséquences catastrophiques sur les parties urbanisées de la péninsule d'Ancão. Pour la prédiction du run-up maximum (R_{\max}) dans la zone, un coefficient empirique a été déterminé, reliant les données mesurées au nombre d'Iribaren (ξ_o) (Battjes, 1974). La relation obtenue est du type:

$$R_{\max} = 1.15 \xi_o \quad (\text{Sa-Pires et al., 2000})$$

où le coefficient empirique est légèrement supérieur à ceux trouvés dans la littérature (compris entre 0.8 et 1.09) et le nombre d'Iribaren s'exprime:

$$\xi_b = \frac{S}{\sqrt{H_b/L_\infty}}$$

Où $L_\infty = g \cdot T^2 / 2 \cdot \pi$ et T est la période de la vague et S la pente de la plage.

Cette équation a été validée à l'aide des données mesurées lors de la tempête du 23 janvier 1996, et permet de prédire que, lors d'une tempête importante (période de retour de 5 ans) associée à une vive-eau et une surcote significative, toute la péninsule peut être sujette à l'overwash, y compris dans les zones urbanisées.

Des mesures de run-up ont été effectuées sur la plages de la péninsule d'Ancão à l'aide de capteurs de pression pendant la campagne, pour des vagues d'amplitudes relativement faibles ($H_s < 0.8$ m). Les hauteurs du run-up peuvent atteindre 1.6 m et la relation run-up / nombre

⁵ Le zéro hydrographique portugais (ZH) est situé à 2 m en dessous du niveau moyen des mers (MSL).

d'Iribaren est relativement variable, avec un coefficient empirique allant de 0.4 à 1.2, pour une valeur moyenne inférieure à 1.

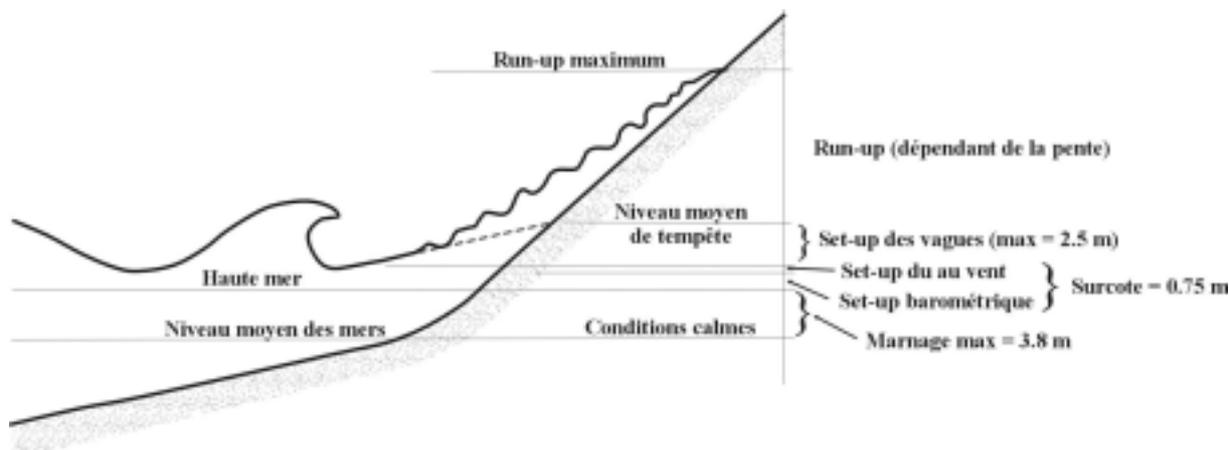


Figure IV - 3: Elévations du plan d'eau à la côte lors d'une tempête. *Sea surface elevation during a storm.*

C - Caractérisation de l'hydrodynamique pendant la campagne (beau temps après tempête)

La campagne de mesures INDIA a eu lieu du 23 janvier au 7 mars 1999, au cours d'une période de beau temps juste après l'événement de tempête de décembre 1998 qui a coïncidé avec une vive-eau.

La partie suivante concerne donc les données hydrodynamiques obtenues lors de cette période de beau temps après une tempête et la caractérisation de l'hydrodynamique de la zone par beau temps.

C - 1 - La houle

La houle est un des phénomènes principaux agissant sur l'évolution des domaines côtiers. Elle est responsable de l'érosion des plages, de la dérive littorale et des surcotes. A son arrivée à la côte, elle va générer un transport sédimentaire par deux mécanismes principaux: la remise en suspension et la formation d'un courant littoral. Son influence sur la morphodynamique d'une embouchure tidale est également très importante et conditionne souvent la pérennité du système. Les interactions houle-courant sont alors très fortes, et la morphologie des fonds va entraîner une réfraction importante.

Nous allons voir ici les conditions générales de houle lors de la campagne de mesure, sa déformation à la côte, puis les caractéristiques des courants qu'elle engendre.

⁶ L'overwash désigne le franchissement du cordon dunaire par les vagues lors des tempêtes.

C - 1 - 1 - Caractéristiques générales de la houle lors de la campagne de mesures

La figure IV-4 représente l'enregistrement des conditions de houle au large pendant la campagne (moyennes horaires obtenues par la bouée tryaxis INDIA). Ces conditions sont relativement calmes, avec plus de 90% des hauteurs significatives de vagues étant inférieures à 1 m. La provenance de la houle est principalement l'Ouest-Sud-Ouest (76 % des directions sont supérieures à 225° N) et la quasi-totalité des périodes significatives sont comprises entre 4 et 6 sec (les périodes de pic oscillant entre 4 et 12 sec). Ces conditions sont donc caractéristiques de l'état hydrodynamique de beau temps (H1) décrit précédemment.

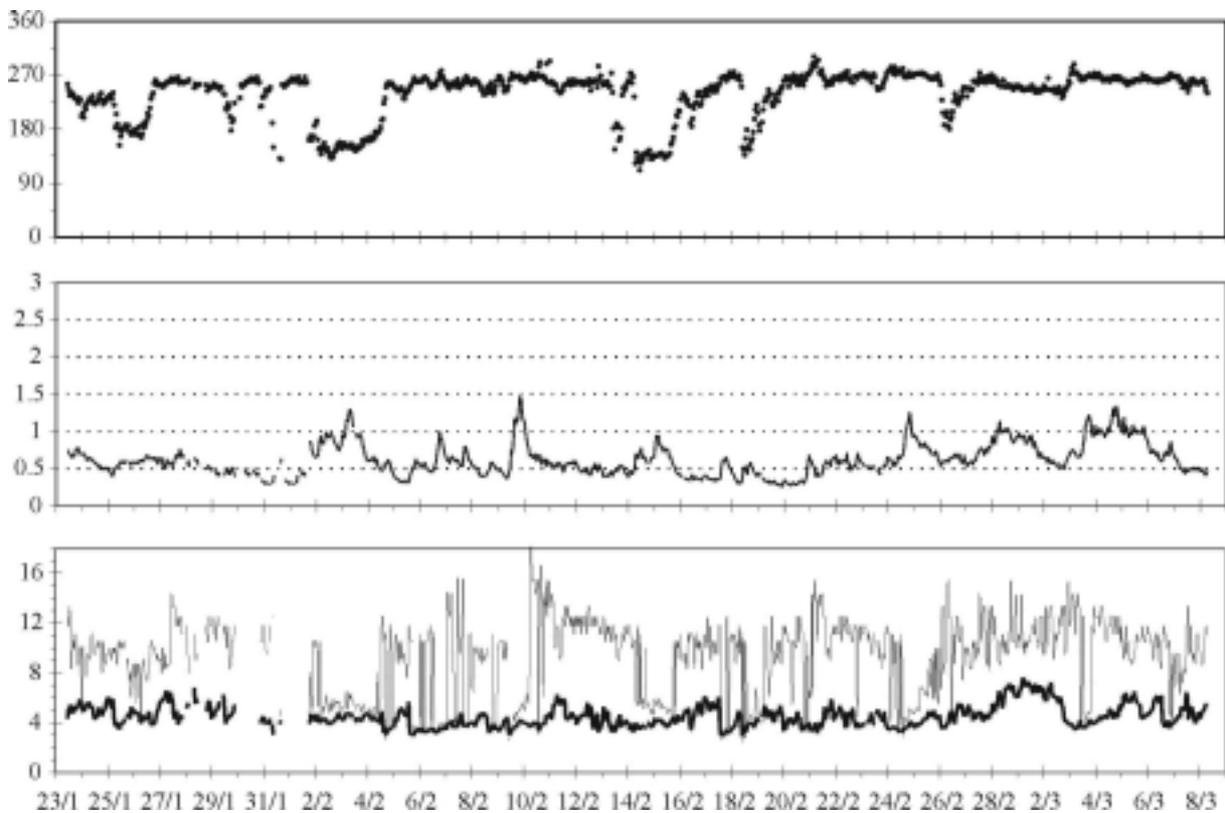


Figure IV - 4: Caractéristiques de la houle au large pendant la campagne. a) direction en degrés, b) hauteur significative de la houle en m, c) période significative (en gras) et période de pic de la houle en sec. *Wave characteristics during the fieldwork: a) direction, b) Hs, c) Ts (bold) and Tp.*

C - 1 - 2 - Propagation de la houle en zone côtière

La propagation de la houle à la côte est caractérisée par des déformations de l'onde. En se réfractant sur le fond, la célérité de la houle diminue et l'amplitude augmente jusqu'au déferlement. Cette zone d'augmentation de la cambrure des vagues est la zone de shoaling (figure IV-5). Le déferlement des vagues va entraîner une dissipation de l'énergie par turbulence, mais également générer un courant moyen par énergie cinétique.

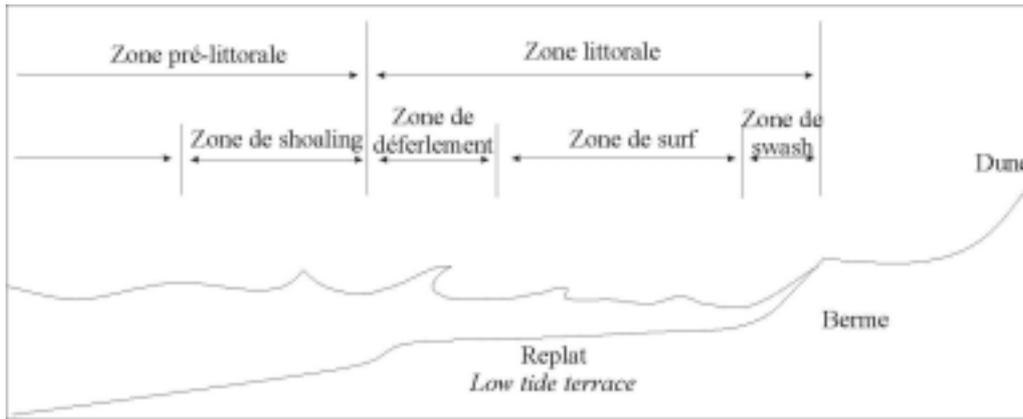


Figure IV-5: Division de la zone littorale en fonction de la propagation de la houle. *Zonation of the littoral zone*

En entrant dans la zone littorale, la houle subit plusieurs types de déformations:

- la réfraction (figure IV-6) est la modification de provenance et de hauteur de la houle en l'absence d'obstacles apparents. Elle est due à la variation des fonds ou à la présence d'un courant.

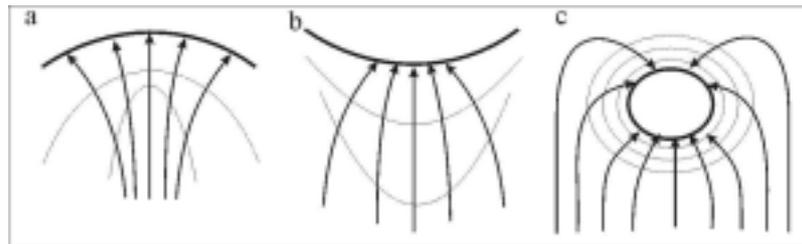


Figure IV-6: Principaux cas de réfraction: a) vallée sous-marine, b) cap, et c) île. *Main refraction cases.*

- la diffraction (figure IV-7) représente un transfert d'énergie, au travers des orthogonales de houle, des zones agitées vers les zones abritées. La propagation de l'onde au travers d'une brèche est l'exemple typique de la diffraction et s'applique précisément au cas des embouchures.

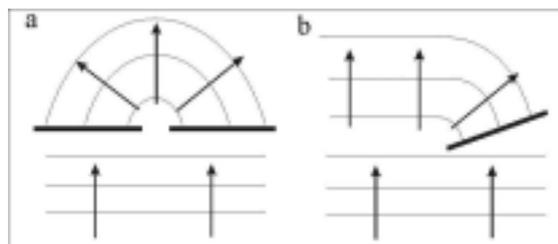


Figure IV-7: principaux cas de diffraction: a) embouchure, b) jetée. *Main diffraction cases.*

- la réflexion

-Réfraction - diffraction sur le delta de jusant

Les processus de réfraction - diffraction sur le delta de jusant de la Barra Nova ont pu être mesurés à l'aide de l'instrumentation déployée lors de la campagne INDIA. Ainsi, les différentes techniques Radar utilisées permettent de visualiser le climat de houle et la propagation des vagues. Ces données sont également utiles pour valider des modèles de réfraction - diffraction des vagues à l'embouchure tel le modèle SWAN (Booij et al., 1999).

La figure IV-8 représente la comparaison entre les zones de dissipation de l'énergie données par le modèle SWAN et le champ de vagues observé simultanément par le radar X-Band (9.8 GHz, 3cm de longueur d'onde) déployé par le Proudman Oceanographic Laboratory pendant la campagne INDIA (Bell, 2000). Ce radar permet d'obtenir des images dans un rayon de 2 km. L'énergie radar est renvoyée par les reliefs de la surface océanique. L'intensité du signal augmente fortement dans les zones de déferlement. Au large, ce signal est modulé par la présence de vagues, le front de la vague donnant un signal plus puissant que son revers (par rapport à l'antenne positionnée sur la barge dans le chenal de la Barra Nova). Sur l'image de la figure IV-8, les zones de forte intensité sont les zones où la dissipation de l'énergie est accrue (correspondant aux zones de déferlement) et les lignes sombres correspondent aux fronts de vagues. Ces images permettent donc de localiser la positions des barres sur lesquelles s'effectuent le déferlement et également de repérer le trajet de la plume tidale à travers le delta où le déferlement est atténué.

Les résultats de la figure IV-8 (02/02/1999 à 10h) mettent en évidence une forte dissipation de l'énergie incidente sur les bancs du delta de jusant, en particulier sur la côte amont (ouest). On observe clairement la position du déferlement et de la zone de surf des plages de la péninsule d'Ancão et de l'île de Barreta. Ils montrent également la réfraction des vagues sur le lobe terminal, la direction de propagation des vagues sur la partie ouest du delta s'effectuant vers le Nord (vers l'embouchure). Ces images sont également comparées aux sorties du modèle Quasi- 3D (O'Connor et al. 2000b). Les champs de courant sont validés qualitativement par les images de propagation de la houle sur le delta. Dans ce cas particulier, les vagues ne se propagent pas dans l'embouchure.

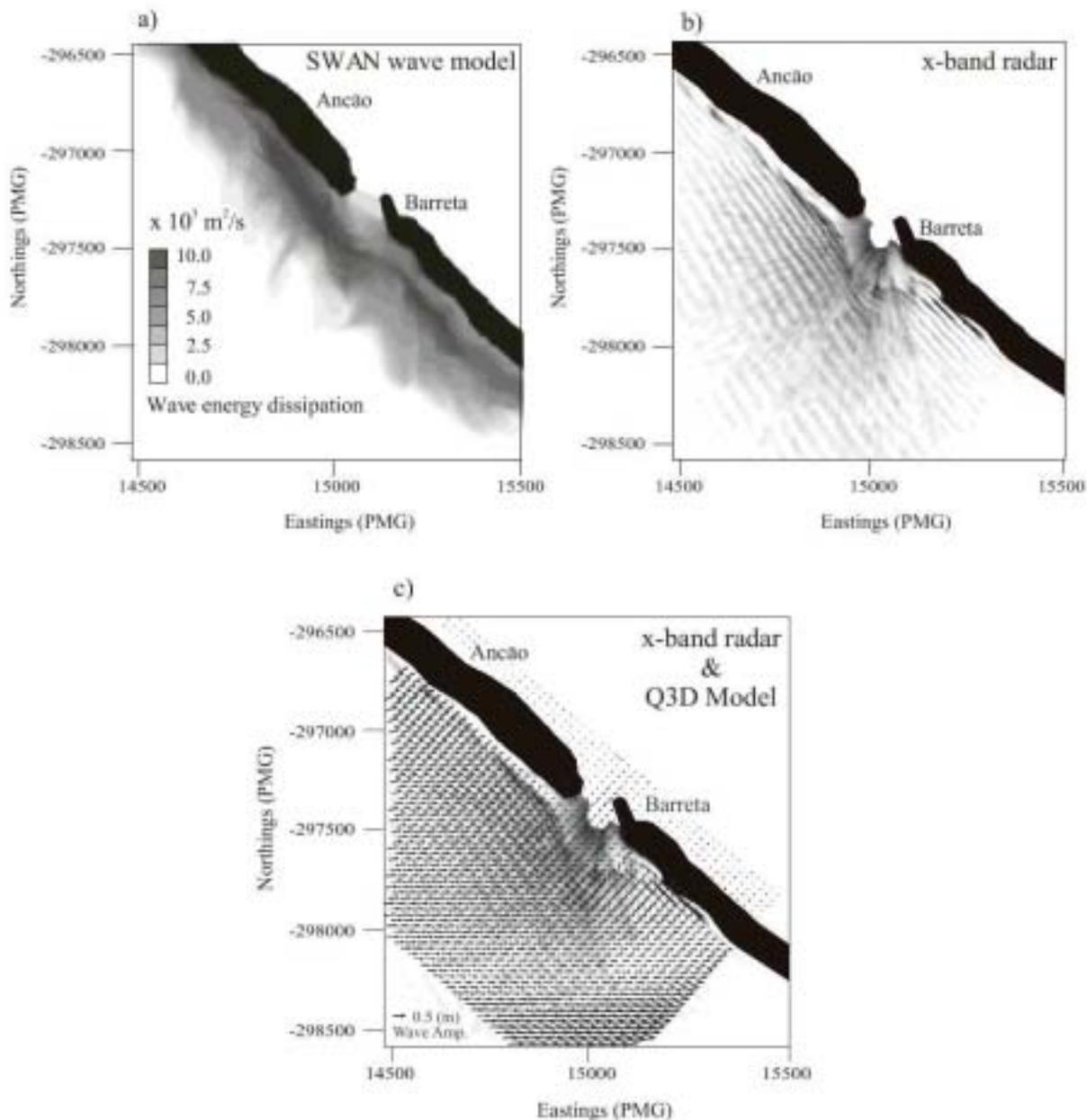


Figure IV - 8: Champs de vague à l'embouchure (Williams et al., soumis). a) distribution spatiale de la dissipation de l'énergie de la houle (modèle SWAN (Booij et al., 1999)), b) image instantanée simultanée du champ de vagues par le radar X-Band (Bell, 2000), c) superposition du champ de vague et du champ de courant obtenu par le modèle Q3D (O'Connor et al., 2000). *Comparison between a) x-band radar; b) SWAN spectral wave model 18/2/99; and c) Q3D wave/current interaction model.*

Néanmoins, à plusieurs occasions, la propagation des vagues dans l'embouchure a pu être quantifiée. La figure IV-9 montre un enregistrement d'un capteur de pression localisé sur la barge au milieu du chenal principal le 24/02/1999, qui montre la présence de vagues dans l'embouchure deux heures après la marée haute. Ces vagues dans le chenal de l'embouchure ont une hauteur moyenne de l'ordre de 30 cm et une période moyenne de 8-10 sec alors que

les vagues au large ont une hauteur significative moyenne de 50 à 60 cm. On observe donc la propagation des vagues dans l'embouchure même lors d'une phase de jusant de morte-eau.

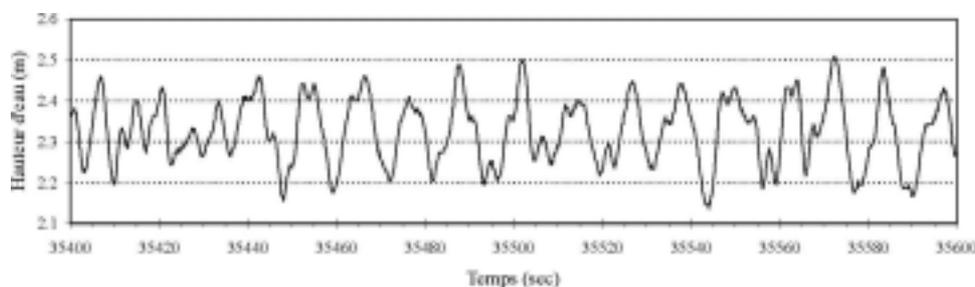


Figure IV - 9: Exemple d'enregistrement des hauteurs d'eau dans le chenal, capteur de pression sur la barge, 24/02/1999. *Waves propagating in the inlet. Pressure transducer record, 24/02/99.*

- Cas particulier des plates-formes de swash

Sur les plates-formes de swash, les processus de réfraction- diffraction sont importants et entraînent le croisement de vagues incidentes et réfractées, parfois de directions opposées, qui est connu pour augmenter le taux de remise en suspension du sédiment, et par conséquent augmenter le taux de transport sédimentaire (Oertel, 1975). Les résultats du modèle WACUP (modèle Boussinesq, Antunes Do Carmo & Seabra-Santos, 1998), pour la phase de flot du 02/02/1999, reproduisant clairement ces processus, n'ont pas pu être confrontés aux données de terrain étant donné la résolution de la grille du modèle. Cependant, les images vidéo, ainsi que les photos prises sur la zone illustrent ce type de champs de vagues entrecroisés sur la plate-forme de swash.

C - 1 - 3 - Courants dus à la houle

La figure IV-10 représente l'enregistrement de l'hydrodynamique sur le profil cross-shore 1 (CS1) située sur la péninsule d'Ancão à 800 m de l'embouchure. Un courantomètre électromagnétique S4ADW, positionné à environ 41.5 cm du sol, a été implanté sur la pente de la berme pendant un cycle Vive-eau - Morte-eau - Vive-eau (du 02 au 16 février 1999). Les données recueillies à une fréquence de 2 Hz ont été moyennées sur 15 minutes. Elles permettent d'analyser les variations d'élévation du plan d'eau dues à la marée et les vitesses des courants longshore et cross shore.

Au cours des cycles tidaux, la position relative du courantomètre varie de la zone de shoaling à la zone de déferlement, ce qui peut provoquer des augmentations brutales des vitesses à marée basse.

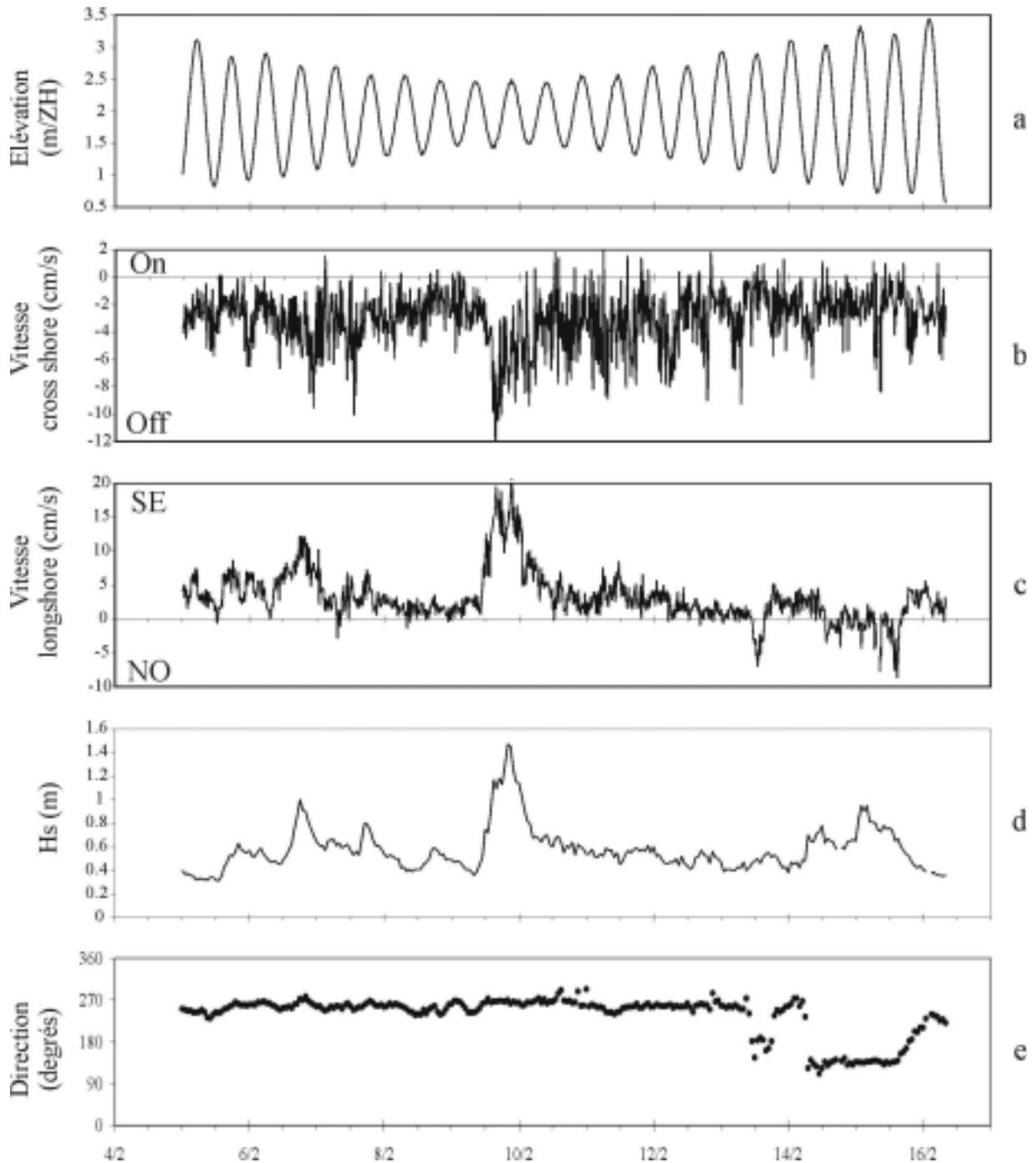


Figure IV - 10: Caractéristiques de la houle le long de la péninsule d'Ancão (profil CS1) pendant la période du 4 au 16 février 1999: a) variations d'élévation du niveau marin, b) vitesses cross shore, c) vitesses longshore, d) hauteur significative au large (bouée tryaxis INDIA), et e) direction de la houle au large. *Wave characteristics at profile CS1 from 4 to 16/02/1999: a) tidal elevation, b) cross shore velocity, c) longshore velocity, d) Hs, e) wave direction.*

Plusieurs informations importantes sont données par ces enregistrements:

- les vitesses de courant cross shore moyennées sont principalement dirigées vers le large, sans corrélation avec les cycles tidaux ou la direction des houles. Par contre, elles sont renforcées au cours de l'événement dynamique du 9 février.

- les directions de courant longshore sont logiquement corrélées avec la direction des houles et ne sont pas du tout influencés par les cycles tidaux VE-ME

- les vitesses des courants longshore moyennées ne présentent aucune corrélation avec les phases de flot et de jusant

Ces résultats permettent d'observer que les courants de marée ne sont pas significatifs le long de la péninsule d'Ancão, lorsque l'on se situe à une certaine distance de la Barra Nova (plus de 800 m ici).

- Lors des houles modérées de sud-ouest, il existe un courant littoral sud-est dirigé vers l'embouchure de la Barra Nova. Ce courant résultant est faible avec des vitesses moyennes inférieures à 5 cm/s, à l'exception de l'événement du 9/02 où des vagues bien supérieures à la moyenne ont générées des courants plus puissants (de l'ordre de 15 cm/s).

Donc, le long de la péninsule d'Ancão, les vagues qui arrivent sur la côte avec un angle d'incidence non-nul, vont générer un courant littoral relativement puissant, qui va transporter les sédiments vers l'embouchure de la Barra Nova.

La figure IV-11 montre un exemple de vitesses longshore et cross-shore mesurées en zone peu profonde le 12/02/1999 entre 0h10:48 et 0h11:48. Sont présentées les vitesses de courants instantanés (acquisition à 2 Hz), longshore (vers le SE et vers le NO) et cross shore (U_{on} vers la côte et U_{off} vers le large). Les vagues qui arrivent à la côte sont caractérisées par des vitesses orbitales onshore qui peuvent atteindre 2 m/s, avec une forte asymétrie ($U_{on} = 1.5 U_{off}$), caractéristique d'une zone de surf sous un déferlement plongeant (Houwman et Hoekstra, 1994, Kroon, 1994). Les plus fortes vitesses longshore, toujours dirigées vers le sud-est, coïncident avec les phases d'occurrence des vitesses onshore associées aux phases d'ascendance des vagues.

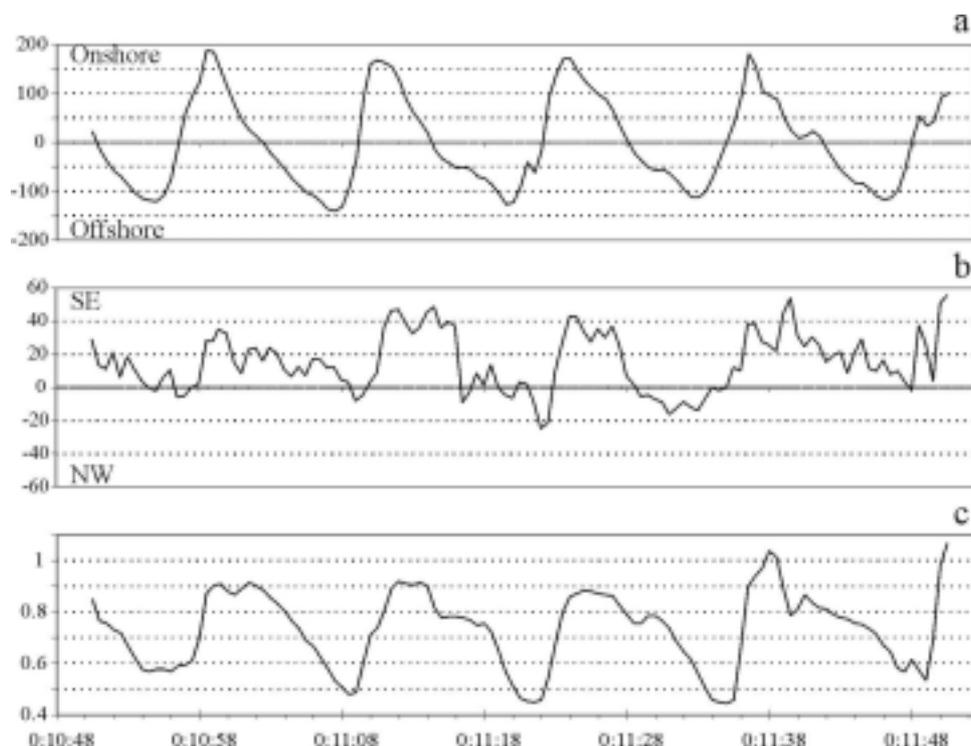


Figure IV - 11: Exemple d'enregistrement de vagues par un S4ADW, sur la pente de la berme (péninsule d'Ancão) le 12/02/99 (HM+1h). a) vitesses cross-shore en cm/s, b) vitesses longshore en cm/s, c) hauteur d'eau au dessus du capteur de pression en m. *Example of wave record on the berm slope 1h after the high tide (12/02/99): a) cross shore velocity, b) longshore velocity, c) elevation.*

C - 2 - La marée

La Ria Formosa se situe dans un environnement méso-tidal semi-diurne, avec un marnage compris entre 1.1 et 3.3 m (Granja et al., 1984, Salles, 2000). Les marées d'équinoxe peuvent atteindre un marnage de 3.8 m.

C - 2 - 1 - La marée dans la Ria Formosa

C - 2 - 1 - 1 - Données et modèles

Dans la Ria, les mesures de profils de vitesses ont été obtenues à l'aide d'un courantomètre ADCP et des mesures de pression (élévation du plan d'eau) ont été effectuées en 9 points dans la lagune par la collaboration WHOI/SOES (Woods Hole Oceanographic Institution and School of Ocean and Earth Science). Ces données ont permis de calibrer le modèle RMA-2V (Norton et al., 1973, Donnell et al., 1997) et d'imposer les conditions aux limites.

Le but de ce modèle est d'analyser la stabilité de l'embouchure en se basant sur des critères tels que les variations du courant résiduel, la dominance flot/jusant, la distorsion tidale ($M4/M2$), ou encore les capacités de transport sédimentaire (supposé proportionnel au cube de la vitesse). Il utilise également les mesures de Vive-eau pour analyser la réponse hydrodynamique à des conditions tidales extrêmes, et pour calculer la vitesse maximale (Escoffier, 1940) en Vive-eau pour la géométrie actuelle et hypothétique de l'embouchure.

Salles a effectué 153 simulations, en changeant les sections des embouchures et en forçant le modèle avec une harmonique simple de la marée M2. Les premières sorties du modèle ont montré que la Ria Formosa peut être divisée en trois cellules hydrodynamiques indépendantes (Salles, 2000): La cellule Ouest avec la Barra Nova, Faro et Armona, la cellule centrale avec Fuzeta et Tavira, la cellule Est avec Cacela. Seule la cellule ouest est considérée ici.

Les simulations générales de Salles (2000) ont montré qu'il y avait une forte dépendance entre les embouchures de la cellule ouest. Etant donné que la masse d'eau dans le système doit être conservée, les variations de flux à une embouchure induisent des variations dans les autres embouchures. Le modèle montre que la réponse hydrodynamique d'une embouchure particulière à un changement ne dépend pas seulement de la perturbation engendrée dans cette embouchure, mais également de la perturbation engendrée dans les autres embouchures. L'hydrodynamique d'une embouchure peut alors montrer des variations importantes et irréversibles après la modifications des autres passes. Par exemple, la figure IV-12 montre que la diminution des sections de Armona et de la Barra Nova (jusqu'à 950 et 230 m² respectivement), provoque une augmentation des flux, des vitesses et du transport vers le bassin à l'embouchure de Faro.

C - 2 - 1 - 2 - Réponses de l'embouchure aux variations de section des autres embouchures:

Les tests effectués par Salles (2000) pour des sections spécifiques des différentes embouchures montrent que si les réponses des différentes embouchures sont généralement bien définies (la diminution de l'une entraînant l'augmentation des autres par exemple), certaines combinaisons des sections provoquent des variations importantes et brutales. Ainsi, la figure IV-12 montre la réponse de la Barra Nova aux modifications de Faro et Armona. Pour une valeur fixe de la section d'Armona de 2965 m², les flux vers le large de la Barra Nova sont maximum pour deux valeurs de section de Faro (1345 et 2280 m²). Ceci peut être

interprété comme un gage de stabilité à plus ou moins long terme de la Barra Nova, car quelle que soit l'évolution de la section de Faro (diminution ou augmentation), la réponse de la Barra Nova est identique.

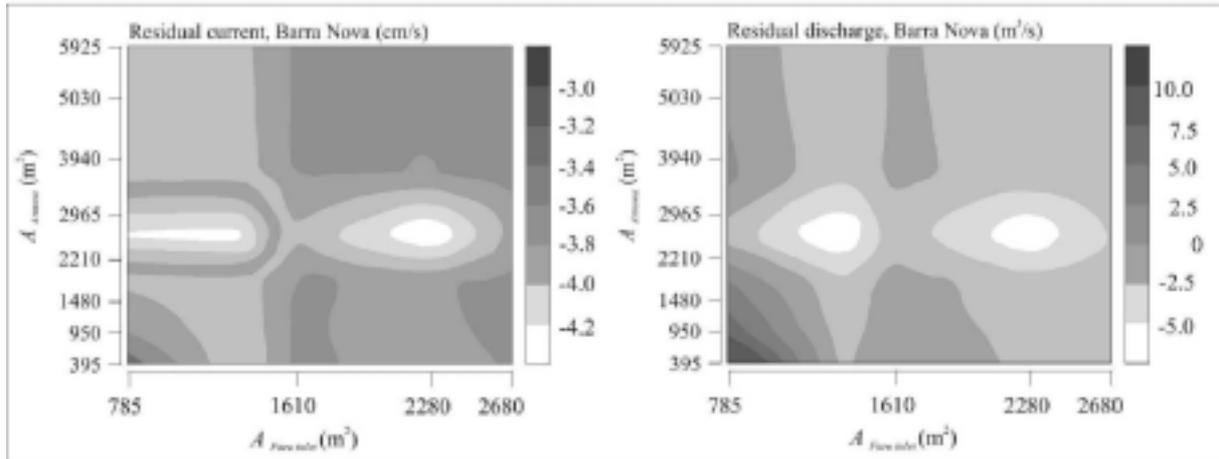


Figure IV- 12: Résultats de la simulation de réponse de la Barra Nova aux variations des sections des embouchures de Faro et d'Armona: vitesse résiduelle (gauche) et débit résiduel (droite). *Results at Barra Nova Inlet from simulations varying cross section of Armona and Faro inlets. Residual current (left); residual discharge (right).* (From Salles, 2000).

Sachant que l'embouchure de Faro est actuellement stabilisée par deux jetées, les simulations numériques de l'hydrodynamique de la cellule ouest permettent de connaître les combinaisons de sections des autres passes qui assurent la stabilité du système.

C - 2 - 1 - 3 - Dominance flot/jusant

Salles (2000b) montre également que la dominance flot / jusant à une embouchure n'est pas forcément liée à la durée des phases de flot et de jusant comme c'est le cas pour les embouchures simples. Un flux de flot/jusant en un temps plus court ne mène pas forcément à un courant de flot/jusant plus puissant, et une phase plus longue de flot/jusant peut être associée à une dominance flot/jusant, en raison de l'existence d'une forte circulation résiduelle entre les embouchures. De plus, une distorsion du champ de vitesse peut produire des vitesses résiduelles et un transport sédimentaire dans des directions opposées. En fait, la direction du transport sédimentaire (flot ou jusant) ne dépend pas seulement de la direction de la vitesse moyenne, mais aussi de la distorsion⁷ de vitesse, et du quotient des vitesses maximales flot /jusant.

⁷ La distorsion tidale résulte de l'asymétrie entre les maxima des vitesses des courants de marée et la hauteur d'eau. Elle est estimée par le quotient des vitesses des harmoniques M4/M2.

C - 2 - 1 - 4 - Le prisme tidal

En ce qui concerne la cellule ouest C1, Salles (2000) rapporte que, dans la configuration actuelle, l'embouchure de Faro capture 60 % du prisme tidal de la cellule, alors que Armona et la Barra Nova en capturent respectivement 31 et 9%. L'embouchure de Faro agit donc comme un importateur d'eau dans le lagon. Son prisme tidal de flot est bien supérieur à celui de jusant. De plus, malgré une phase de jusant plus longue, l'embouchure de Faro est toujours dominée par le flot.

C - 2 - 1 - 5 - Le débit

Salles (2000b) remarque que la réponse hydrodynamique de la Barra Nova, en terme de débit, à une augmentation ou une diminution de sa section, est la même, soit une augmentation du débit résiduel vers le large (figure IV-13). D'une part, la tendance à évacuer le sédiment vers le large augmente lorsque la section diminue, ce qui peut être interprété comme une réponse contre la fermeture. D'autre part, quand la section augmente, le débit vers le large augmente, mais la vitesse des courants résiduels diminue, ainsi que la vitesse maximale, ce qui réduit le transport vers le large. En conséquence, la configuration actuelle de la Barra Nova semble favoriser le maintien des conditions de stabilité de l'embouchure.

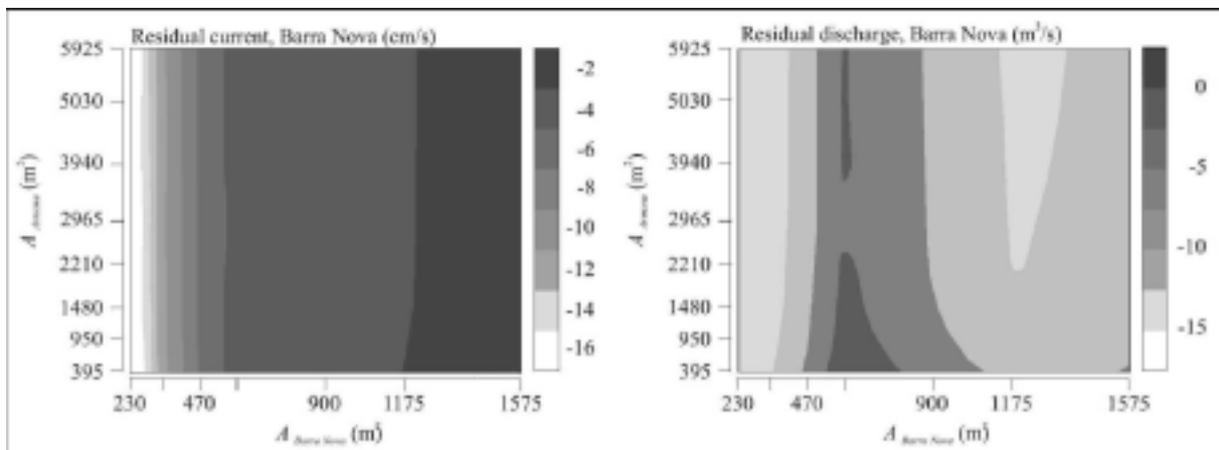


Figure IV-13: Résultats de la simulation de réponse de la Barra Nova aux variations des sections des embouchures de la Barra Nova et d'Armona: vitesse résiduelle (gauche) et débit résiduel (droite). *Results at Barra Nova Inlet from simulations varying cross section of Armona and Barra Nova inlets. Residual current (left); residual discharge (right).* (From Salles, 2000).

La même étude pour la passe d'Armona, en faisant varier les sections de Armona et de la Barra Nova (Faro stabilisée) montre le même type de réponse de cette passe assurant la stabilité de la cellule.

Les variations de flux dans la passe d'Armona semblent indépendantes des variations à la Barra Nova : pour une section d'Armona donnée, le prisme tidal varie de moins de 0.5% lorsque la section de la Barra Nova (A_{BN}) varie. Cependant, quand $A_{BN} = 230\text{m}^2$, le volume et la durée du flot à Armona diminue beaucoup plus vite quand la section d'Armona diminue. Cette diminution rapide du prisme de flot et l'augmentation du flux net vers le large est associée à une augmentation du flux vers la côte à la passe de Faro. Ceci montre l'importance de la présence de la Barra Nova dans l'hydrodynamique de cette cellule.

C - 2 - 1 - 6 - Marée et stabilité de l'embouchure

La courbe de fermeture de la Barra Nova montre une vitesse maximale de 1.35 m/s (Salles, 2000). La comparaison de cette valeur avec la vitesse d'équilibre de 1 m/s suggérée par de nombreux auteurs (Escoffier, 1940; Bruun, 1978; Skou & Fredsøe, 1990 par exemple), indique que l'embouchure de la Barra Nova pourrait être encore dans sa phase de croissance. Cet écart important entre la vitesse maximale et la vitesse d'équilibre pourrait être responsable d'une augmentation de la section (largeur ou profondeur) de l'embouchure.

Cependant, Vila et al. (1999) (chapitre 2) ont conclu d'après les suivis morphologiques depuis l'ouverture du système que l'embouchure avait déjà atteint une certaine stabilité. En conséquence, ce surplus de vitesse devrait entraîner d'autres perturbations morphologiques (Williams et al. soumis) de type croissance du delta de jusan ou la migration de l'embouchure.

C - 2 - 2 - La marée dans l'embouchure de la Barra Nova

C - 2 - 2 - 1 - Asymétrie des phases de flot/jusan

Au large, la courbe de marée est relativement symétrique (figure IV-14) : la phase de jusan dure en moyenne 6:05 et la phase de flot 6:18. Dans l'embouchure, ces durées sont légèrement modifiées et le jusan dure en moyenne 5:55 et le flot 6:32. Ces valeurs moyennes suggèrent donc une relative symétrie des phases de flot et de jusan dans l'embouchure. Cependant, la figure IV-15 montre qu'une grande différence existe entre le flot et le jusan lors d'une vive-eau, et que cette différence diminue lors des mortes-eaux comme cela a déjà été observé dans d'autres systèmes d'embouchures tidales (Aubrey et Speer, 1985).

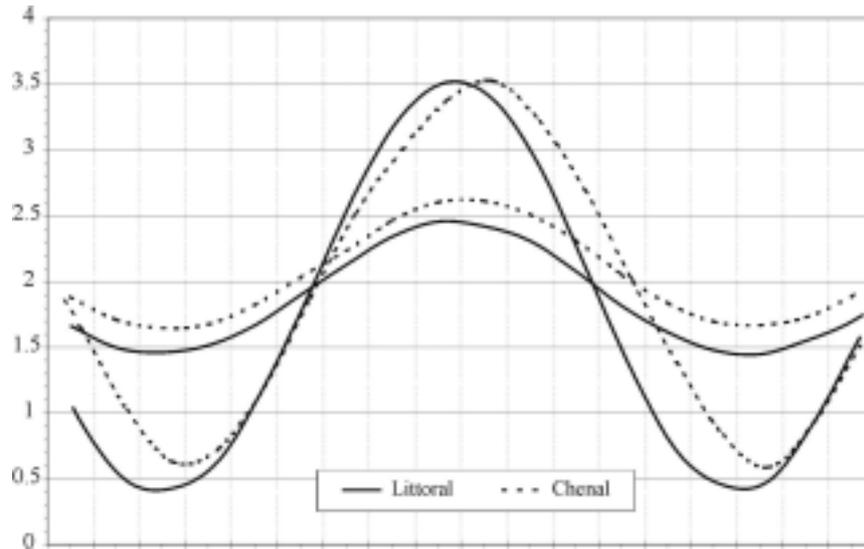


Figure IV - 14: Courbe de marée sur le littoral (S4 ADW) et dans la partie interne de l'embouchure (capteur de pression). Enregistrement de morte-eau (09/02/1999) et de vive-eau (18/02/1999). *Comparison of tidal record in the nearshore, and in the main channel during neap and spring tides.*

On observe également un déphasage de la courbe de marée dans l'embouchure qui a à peu près une heure de retard sur la marée externe (figure IV-15) lors des vives-eaux et 30 à 40 minutes lors des mortes-eaux.

La durée plus longue du flot ne traduit pas forcément une dominance du flot dans l'embouchure, car, nous l'avons vu précédemment, l'interaction hydrodynamique entre les différentes passes de la Ria Formosa entraîne une circulation résiduelle qui influe fortement sur les vitesses des courants de marée à une embouchure particulière.

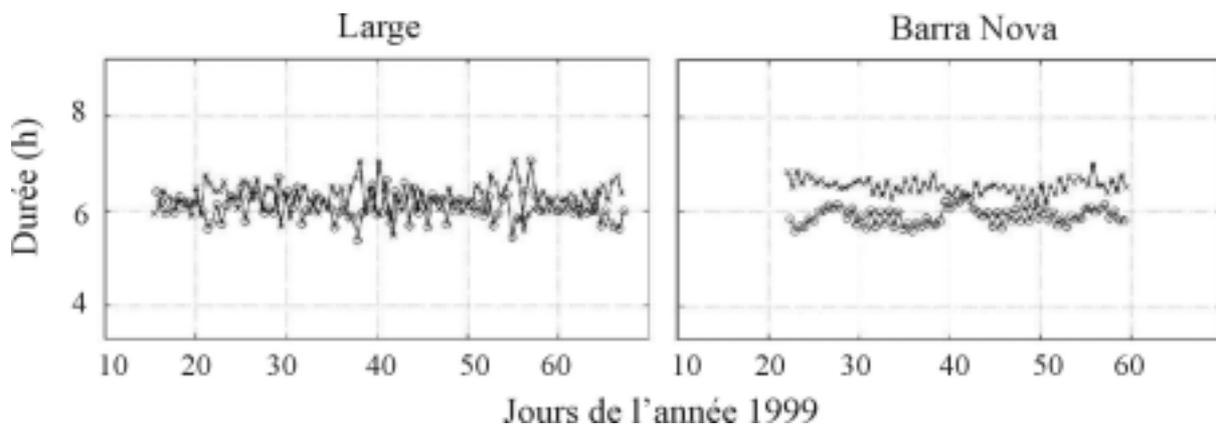


Figure IV - 15: Durées respectives des phases de flot (croix) et de jusant (cercles) dans l'embouchure. *Duration of flood (crosses) and ebb (circles) -tidal phases (left: offshore, right: channel).*

Si, en première approximation, on considère que le prisme de marée de flot est le même que celui du prisme de jusant (la phase de flot étant plus longue que la phase de jusant), ceci

implique que les vitesses du jusant sont plus élevées que les vitesses des courants de flot. Or, l'analyse effectuée par Salles (2000) sur les interactions entre les embouchures a montré que le prisme de jusant de la Barra Nova était supérieur à son prisme de flot, ceci était compensé par un prisme de flot supérieur au jusant à Faro.

Donc le cumul des effets de l'asymétrie des prismes tidaux et la durée des phases flot/jusant dans la Barra Nova donne un caractère nettement dominant au jusant, même lors des mortes-eaux où les durées de montant et de descendant sont approximativement égales.

C - 2 - 2 - 2 - Asymétrie des vitesses

Comme dans toutes les embouchures, on observe une asymétrie des vitesses des courants de marée.

La figure IV-16 représente les vitesses moyennées sur la section du chenal au cours du cycle tidal et la courbe de marée. Ces mesures ayant été effectuées lors d'une marée de faible coefficient, la courbe de marée est quasi-symétrique et la phase de flot ne dure que quelques minutes de plus que la phase de jusant. Cependant, si ces deux phases du cycle tidal sont à peu près symétriques en durée, elles sont caractérisées par des vitesses des courants très différentes. En effet, les courants de jusant atteignent des vitesses de 1.2 m/s peu après la renverse alors que les vitesses du courant de flot atteignent au maximum des valeurs de 0.6 m/s à mi-marée montante.

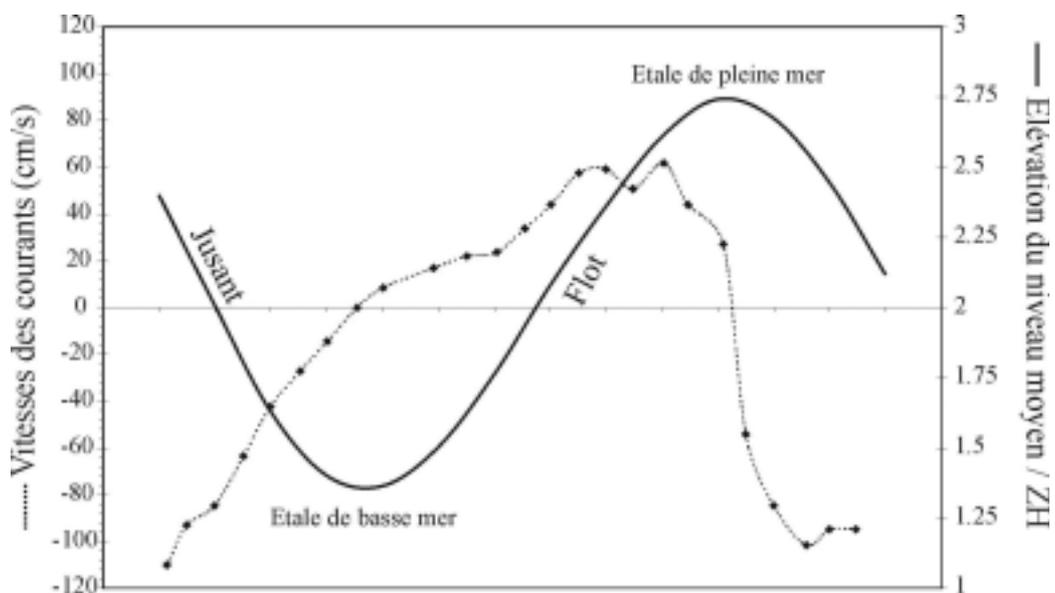


Figure IV - 16: Vitesse des courants dans le chenal de l'embouchure lors d'un cycle tidal (moyennées sur la section). *Mean current velocity in the channel during the tidal cycle.*

C - 2 - 2 - 3 - Répartition des courants et directions

Il est connu que, si certains systèmes présentent une dominance globale de l'une des deux phases de marée, la colonne d'eau peut se stratifier et présenter sur le fond, par exemple, une dominance de flot alors que le reste de la colonne est dominée par le jusant.

Afin de connaître la répartition verticale des courants dans l'embouchure de la Barra Nova, des profils de vitesses acquis par courantomètre ADCP ont été particulièrement étudiés. L'analyse de ces profils de vitesses, permet d'obtenir un grand nombre d'informations sur l'embouchure, son fonctionnement, et les modes d'écoulement qui vont entraîner les processus morphodynamiques observés. Ces profils ont été réalisés le 7 février 1999 dans la Barra Nova, suivant 2 sections : A profil en travers de la gorge d'est en ouest, et B, profil d'ouest en est recoupant les chenaux internes connectés à la gorge (voir figure IV-17). Ces profils ont été suivis toutes les 30 minutes sur un cycle tidal (Salles, 2000). Les données de vitesses nord (Vn) et est (Ve) sont obtenues sur la section de l'embouchure sous forme de matrice.

La figure IV-18a illustre une partie des courants mesurés sur la section A à différents moments de la marée (début du jusant, mi-jusant, étale de basse mer, mi-flot). A l'exception de la phase de jusant, les courants sont relativement homogènes dans l'embouchure.

Au début de la phase de jusant, les courants dans le chenal principal (section A), sont dirigés vers le Sud-Sud-Ouest et atteignent des vitesses de 50 à 60 cm/s. Les vitesses sont plus fortes et la direction des courants orientée plus à l'ouest, le long du flanc ouest du chenal (côté Péninsule d'Ancão).

La section B (figure IV-18b) montre que les courants dans le chenal ouest sont de l'ordre de 70 cm/s et orientés vers le SE, alors que le chenal Est, ils sont plus puissants (de l'ordre de 1 m/s) et dirigés vers l'ESE (vers l'extrémité de la péninsule d'Ancão).

A mi-jusant, les courants sont plus puissants et atteignent des vitesses supérieures à 1.2 m/s. On observe une divergence des courants, probablement due à la bathymétrie en sortant de la gorge, avec une orientation plus prononcée vers la côte amont. La section B illustre des courants dirigés vers le sud-est dans le chenal ouest (70 cm/s) et des courants vers l'ouest-sud-ouest dans le chenal est (90cm/s).

Juste après l'étale de basse mer, les courants de marée sont relativement faibles dans l'embouchure et atteignent des vitesses de l'ordre de 30 cm/s vers le NNE, à peu près la direction des vagues incidentes. Dans les chenaux internes, les courants suivent le topographie et sont relativement faibles.

Pendant la phase de flot, les courants de flot atteignent des vitesses de l'ordre de 65 cm/s et sont dirigés vers le NNE. Dans la partie interne de l'embouchure, les vitesses des courants sont beaucoup plus élevées dans la partie est plus profonde où elles atteignent 80 cm/s alors qu'elles sont de l'ordre de 30 cm/s dans la partie ouest.

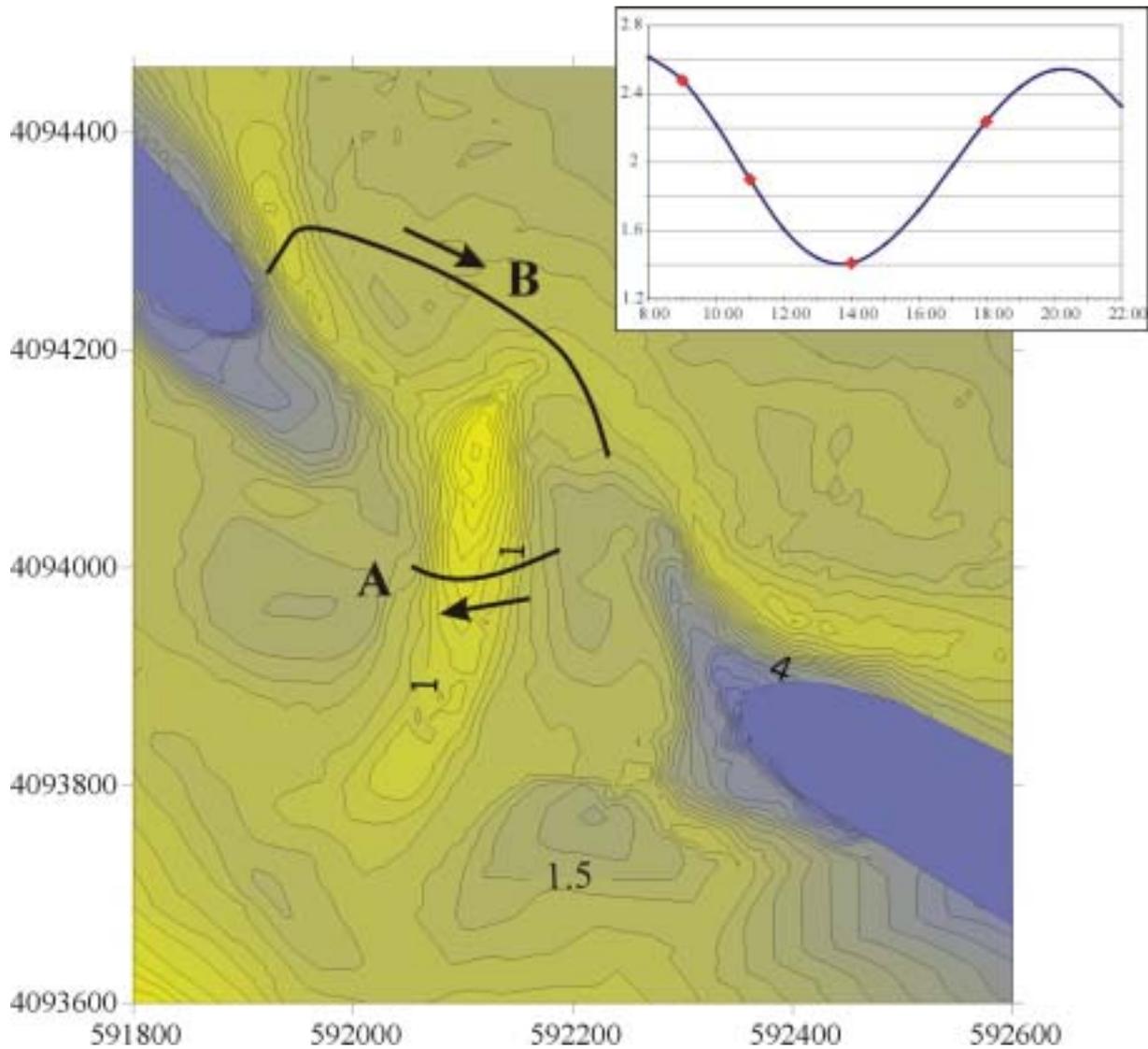


Figure IV - 17: Bathymétrie de l'embouchure (mars 1999), localisation des sections ADCP (coordonnées en UTM, zone 29) et courbe de marée lors du suivi (les points rouge correspondent aux heures des transects représentés sur la figure IV-18). Le sens des suivis indiqué par les flèches. *Bathymetry of the Barra Nova (March 1999) showing ADCP transects A and B. Points on the tidal curve indicate tidal level at the time of ADCP surveys.*

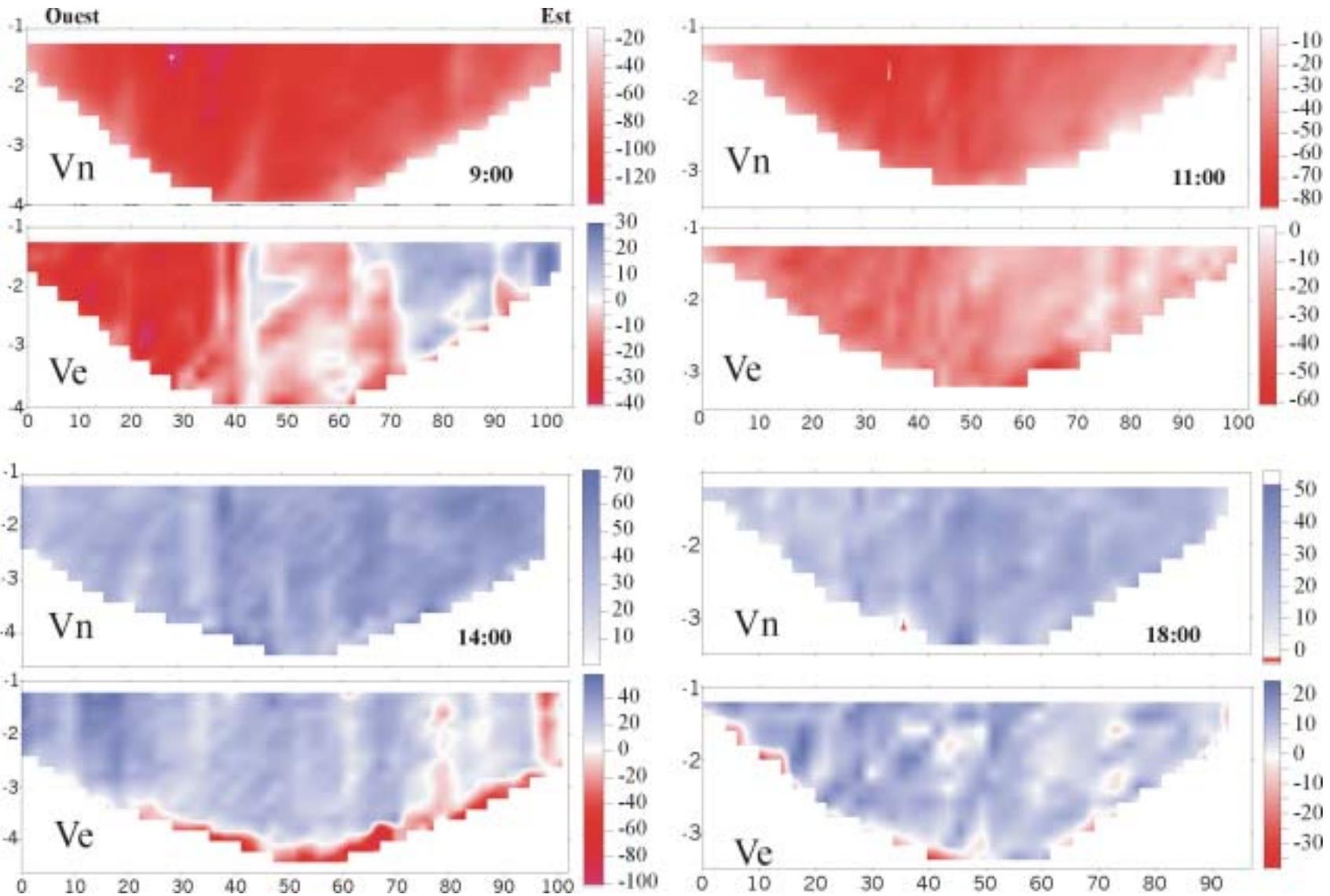


Figure IV - 18a : Profils de courants dans l'embouchure à différents moments du cycle tidal. Section A. V_n et V_e sont les vitesses respectivement positive vers le Nord et positive vers l'Est. *ADCP transect of the inlet cross section, transect A. V_n and V_e are north and east velocities respectively.*

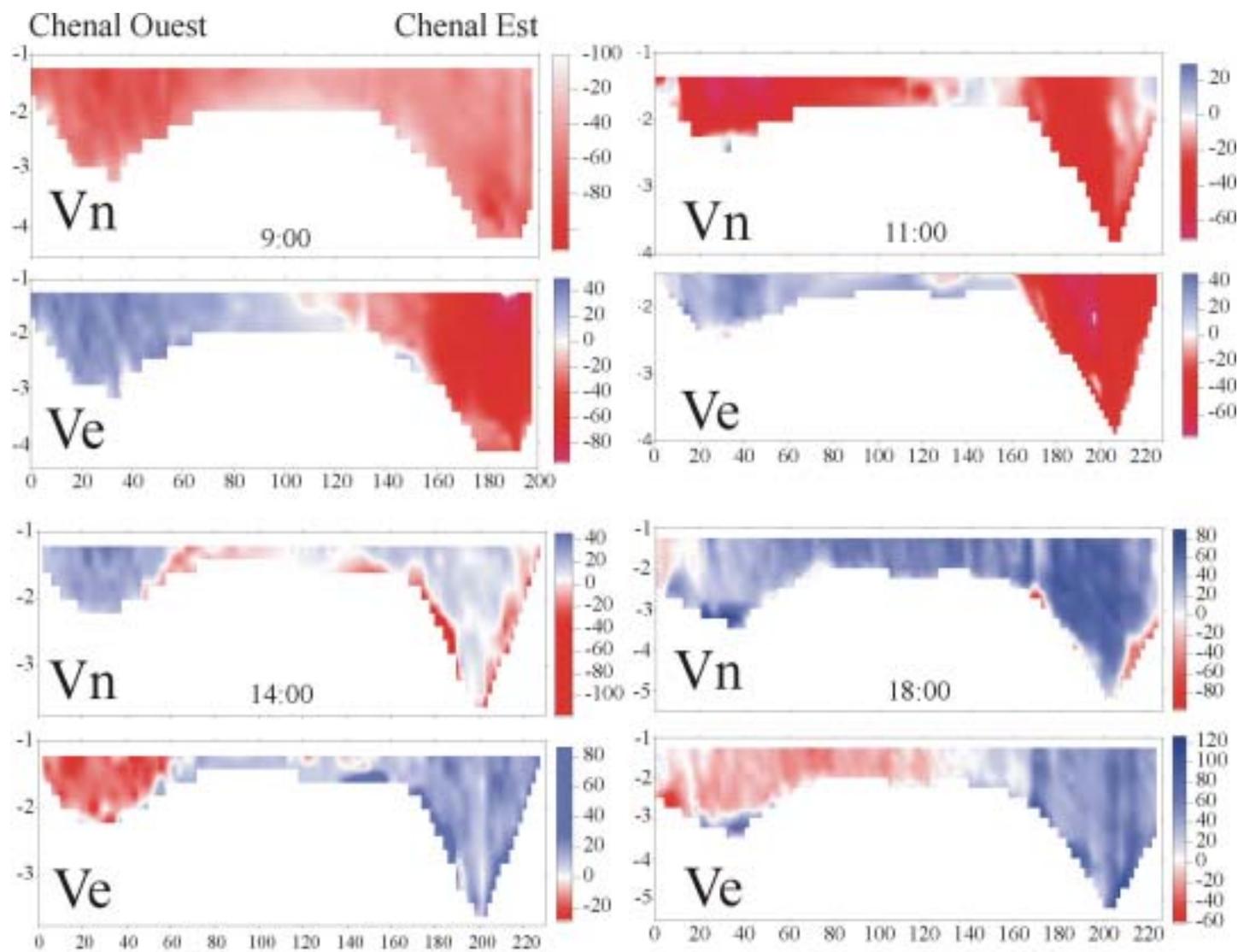


Figure IV - 18b : Profils de courants dans l'embranchement à différents moments du cycle tidal. Section B.
ADCP transect in the inlet, section B.

C - 2 - 3 – Modélisation des courants de marée à l’embouchure: modèle LAGOON - 2DH

Le modèle LAGOON 2DH a été utilisé pour simuler les courants de marée dans l'embouchure de la Barra Nova, à l'aide des relevés bathymétriques récents, et calibré par comparaison des prédictions et des mesures de hauteur d'eau et de courant réalisées sur la barge par le Proudman Oceanographic Institute (Williams et al., 2000). La figure IV-19 montre un exemple de sorties du modèles pour le flot et le jusant du 02/02/1999 (vive-eau). Les flèches représentent les vitesses moyennées sur la profondeur pour le flot (a), le jusant (b), et les courants résiduels (c).

- Les vitesses maximales pendant le flot et le jusant sont respectivement 1- 1.25 m/s et 1.75-2.0 m/s, démontrant la nette dominance des courants de jusant lors des vives-eaux. Pendant les mortes-eaux, la distorsion tidale reste importante avec des vitesses de 0.6-0.7 m/s en flot et de 0.85-0.9 m/s en jusant.

- La dominance du jusant est logiquement retrouvée dans le tracé des courants résiduels (c), l'essentiel des masses d'eau provenant du Nord-ouest, avec moins de 40 % provenant du Sud Est. Le chenal interne sud-est, très méandrique (car fortement contraint par la flèche de tempête), et plus profond, présente des vitesses plus élevées.

- La trajectoire des courants de jusant à la sortie de la gorge est déviée vers l'ouest par la force de Coriolis (Williams et al., soumis), concentrant l'énergie tidale sur le flanc ouest du chenal. Ceci pourrait tendre à maintenir l'axe d'écoulement du chenal SO-NE, relativement perpendiculaire à la côte. Les courants de jusant puissants dans le chenal interne SE, sont dirigés vers la péninsule d'Ancão, et vont contraindre les flux venant du NO du lagon vers l'extrémité de la péninsule, augmentant le pouvoir érosif du jusant sur le flanc ouest de la gorge.

Les courants de jusant alimentent une gyre cyclonique qui se développe à la sortie du thalweg à l'ouest de l'axe du chenal. Ce tourbillon, stimulé par la force de Coriolis, renforce l'hydrodynamique responsable de la construction de la plate-forme de swash sur la côte amont. Le modèle met aussi en évidence la formation d'une deuxième gyre moins active à l'est du chenal.

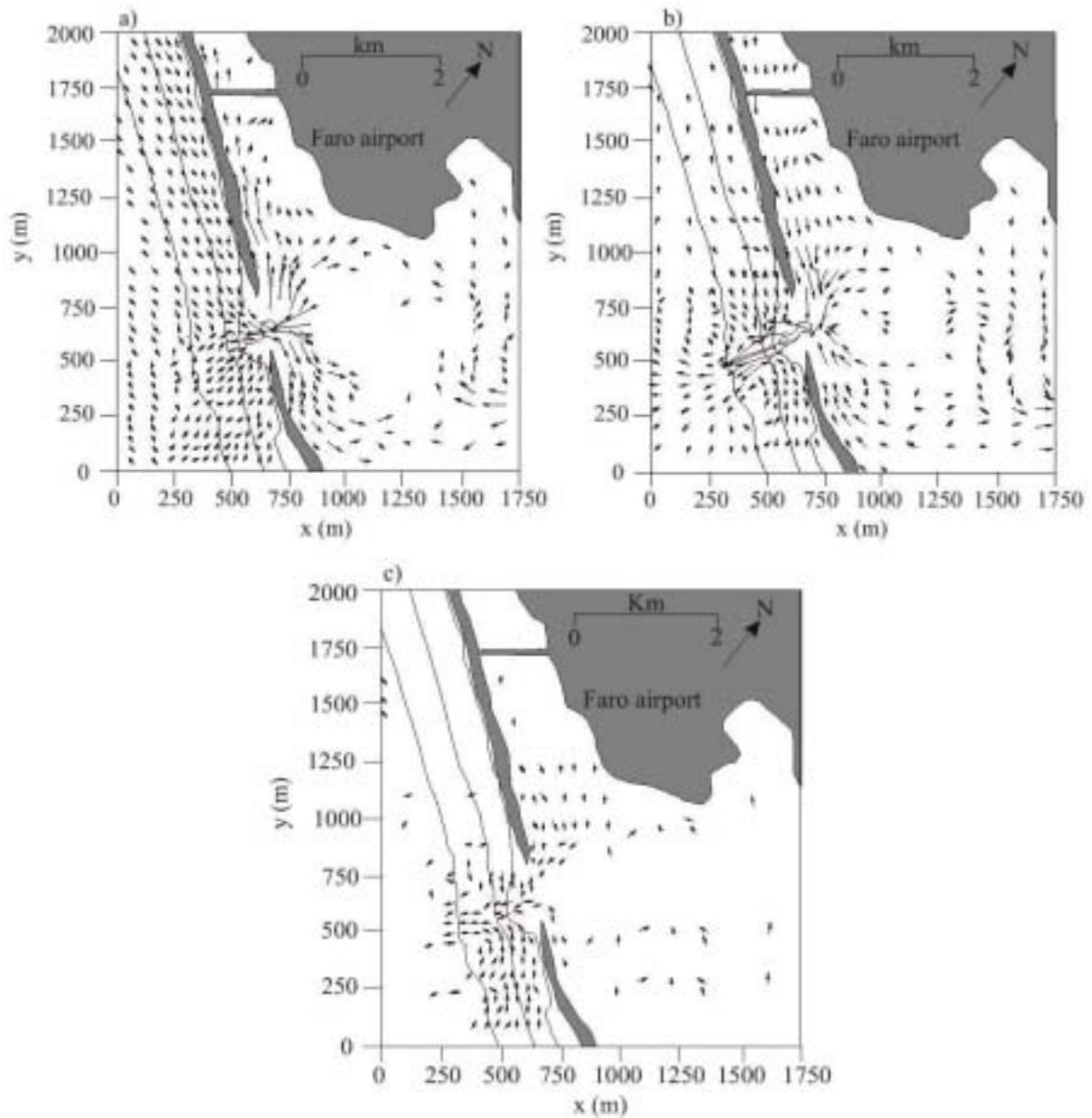


Figure IV - 19: Résultats du modèle 2DH LAGOON pour le 2/02/1999 montrant les vitesses U moyennées sur la profondeur. a) flot, b) jusant, c) vitesses résiduelles sur le cycle de marée (O'Connor et al., 2000). *Results from LAGOON model at the Barra Nova: a) flood tide currents, 2/2/99; b) ebb tide currents, 2/2/99; c) residual tidal currents.*

C - 3 - Les interactions houle / courant

C - 3 - 1 - Hydrodynamique de la côte amont: augmentation progressive de la contribution de la marée

Comme nous l'avons vu précédemment, les courants le long de la péninsule d'Ancão sont essentiellement induits par la houle qui arrive avec une incidence non nulle à la côte. Sur la zone cross shore 1, située à 800 m de l'embouchure, aucune corrélation n'a pu être établie entre les vitesses des courants et les phases de flot et de jusant.

Cependant, se trouvant à proximité d'une embouchure tidale dans laquelle les vitesses des courants de marée peuvent atteindre 3 m/s, les plages les plus proches de l'embouchure devraient vraisemblablement être affectées par une influence tidale.

La figure IV-20 représente les caractéristiques des courants mesurés sur les zones intertidale et subtidale proches (-4 à 0 m), le long de l'extrémité de la péninsule d'Ancão, lors de la campagne INDIA.

Les mesures ne sont pas toutes contemporaines étant donné le nombre de courantomètres disponibles, mais sont toutes comprises dans un intervalle de 4 jours, caractérisés par des conditions hydrodynamiques au large relativement constantes.

Les résultats obtenus aux stations 1 et 2 montrent qu'il n'existe pas de corrélation entre les phases de montant et de descendant et la vitesse des courants mesurés. Ces mesures illustrent la dominance d'un courant longshore vers le sud-est et l'absence d'influence tidale le long de la péninsule d'Ancão. Ce courant longshore atteint des vitesses de 40 cm/s.

Sur les barres de swash de la plate-forme amont (stations 4 et 5), l'influence de la marée est beaucoup plus importante. En effet, si la direction des courants est grossièrement celle des vagues incidentes, les vitesses sont beaucoup plus élevées lors du flot, atteignant 80 cm/s à plus de 1 m/s, alors que les courants lors du jusant, sont d'une part, déviés vers le Sud, mais surtout, sont caractérisés par des vitesses maximales beaucoup plus faibles (40 à 50 cm/s).

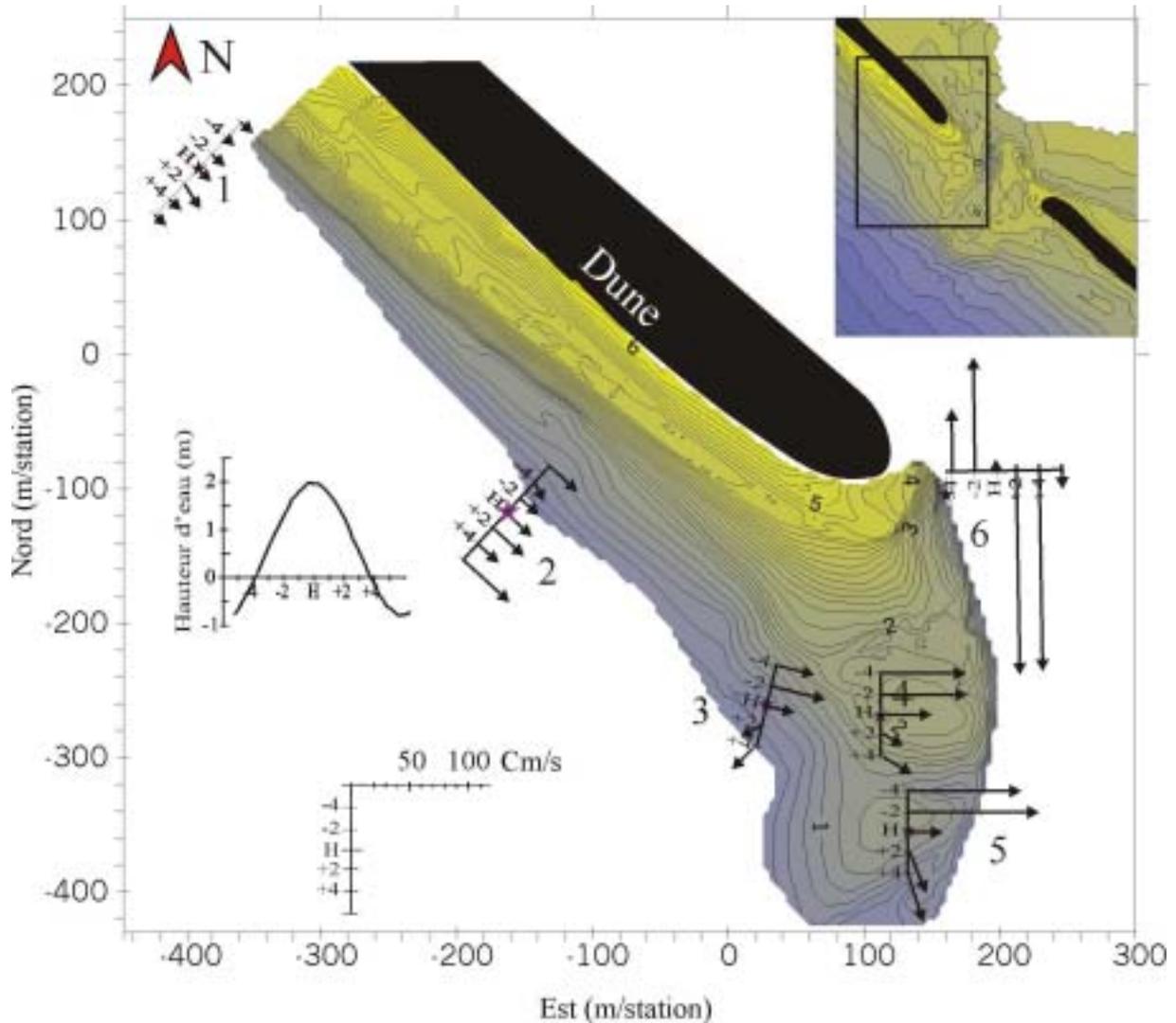


Figure IV - 20: Hydrodynamique le long de la Péninsule d'Ancão. Vitesses des courants au cours du cycle tidal. Courantomètres S4ADW 1 et 2, Doppler DCS3500, rotor. Le H symbolise la marée haute. *Hydrodynamics along Ancaõ Peninsula. Velocities of currents every 2h during the tidal cycle.*

Les chenaux secondaires de la plate-forme (station 3) sont eux clairement dominés par les courants de marée. Lors du flot, les courants sont dirigés vers l'embouchure, sous l'influence du flot et des vagues d'ouest, mais lors du jusant, les directions sud-ouest démontrent clairement que les chenaux secondaires sont empruntés par les courants de jusant.

Enfin, la station 6 à l'extrémité de la Péninsule d'Ancão, située sur les larges mégarides bordant le chenal, démontre la dominance des courants de jusant sur les rives du thalweg de l'embouchure, avec des vitesses qui atteignent 2 m/s.

C - 3 - 2 – Modélisation des interactions houle / courant dans l'embouchure

Un modèle quasi 3 D à grande échelle a été utilisé dans le cadre du programme INDIA (3D-INLET, Pan et al., 1999, O'Connor et al., 2000b) pour simuler la houle, les courants, le sédiment, la morphologie et leurs interactions dans et à côté de la Barra Nova. Deux exemples de résultats sont donnés sur la figure IV-21 pour le 02/02/1999. Dans ce cas, une grille de 20 m a été choisie pour l'ensemble du domaine afin d'avoir des caractéristiques précises de l'hydrodynamique (Pan et al., 2001). Les conditions aux limites internes sont imposées par le modèle LAGOON-2DH et les conditions aux limites externes sont définies par les mesures au large de la houle, de l'oscillation tidale et des courants. Les deux exemples de la figure IV-21 représentent la circulation des courants de marée proche de l'étale de basse et de haute mer le 02/02/99 (Williams et al., soumis) caractérisé par des vagues de sud-est de faible amplitude.

Le modèle démontre une fois de plus la dominance du jusant dans l'embouchure, avec des pics de vitesse atteignant jusqu'à 3 m/s en eau peu profonde. On observe également une fois de plus, la puissance des courants dans le chenal SE de la partie interne de l'embouchure, derrière la flèche de tempête, où des courants de plus de 2 m/s sont dirigés vers la péninsule d'Ancão. Le modèle reproduit deux circulations tourbillonnaires au large de l'embouchure: la première gyre à l'ouest de l'embouchure, anticyclonique, très proche de la sortie du chenal; et une deuxième gyre cyclonique, plus au large.

Lors du flot, les vagues s'associent au courant de marée, entraînant de forts courants essentiellement dirigés vers le nord.

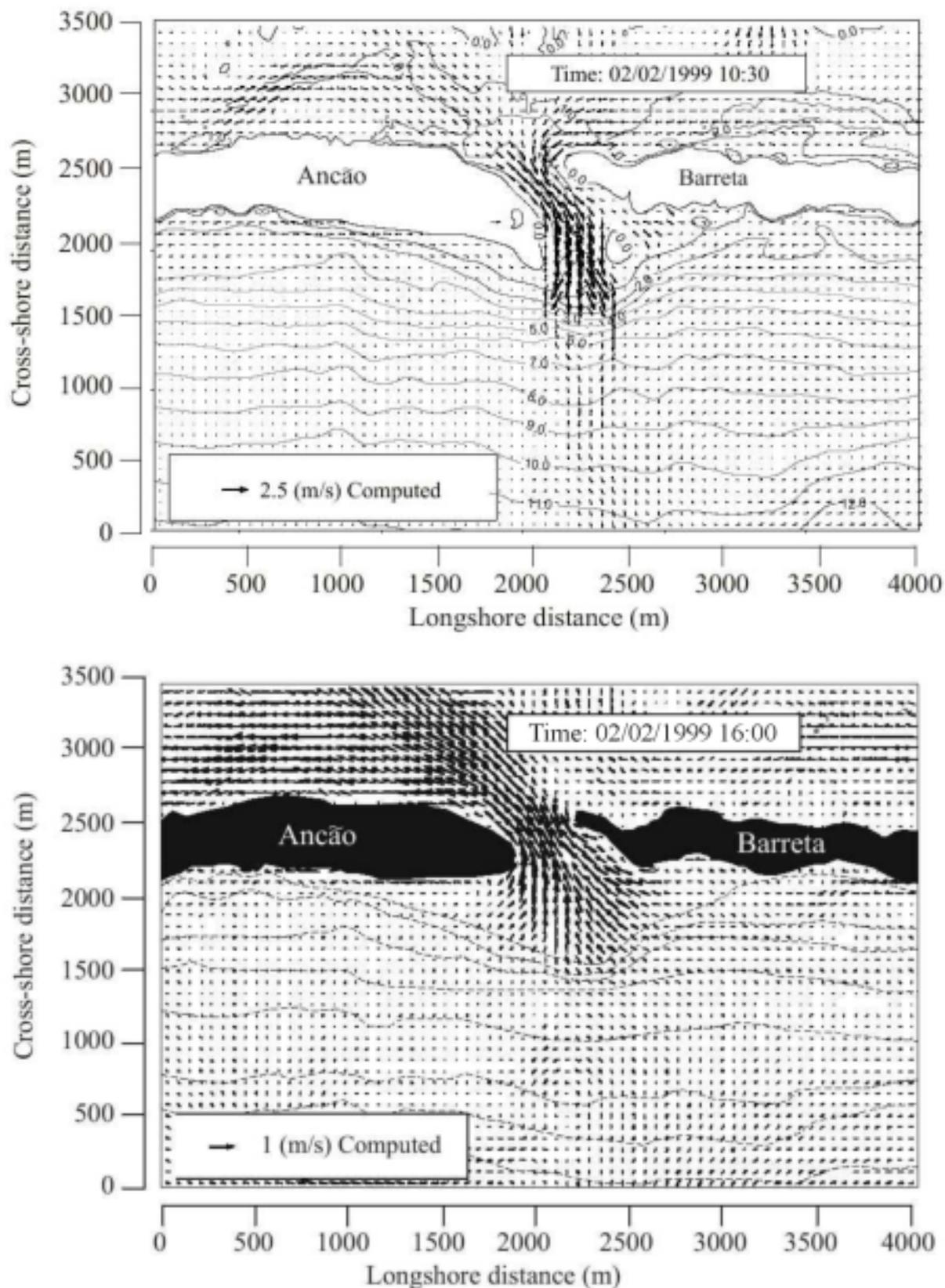


Figure IV - 21: Vecteurs de courant prédits par le modèle Q3D le 02/02/1999, à l'étale de basse mer (en haut) et à l'étale de pleine mer (en bas) (Pan et al. 2001, dans Williams et al., soumis). *Results from the Q3D model: top) ebb tide, 2/2/99; bottom) flood tide, 2/2/99.*

La figure IV-22 représente la simulation pour le 24/02/1999 des hauteurs de vagues calculées peu avant la haute et basse mer (a et b) (niveau d'eau "gelé", *frozen tidal state*), et les courants de marée peu avant l'étalement de basse mer (jusant) (c) (Pan et al., 2001).

L'intégration des vagues ($H_s = 0.6-1.2$ m, provenance: $265^\circ N$) dans la simulation du 24/02/99 (marnage = 2.0 m) montre clairement l'effet de la topographie sur la propagation de la houle près de la Barra Nova, et l'effet bloquant du courant de jusant qui empêche la propagation dans l'embouchure (b) (Pan et al., 2001). Les hauteurs de vagues plus élevées en face du delta de jusant indiquent la concentration de l'énergie des vagues par le puissant courant de jusant (2 m/s). A marée haute (a), les courants de flot sont de l'ordre de 1.4 m/s et permettent la propagation de quelques vagues dans l'embouchure où des hauteurs de 20 cm environ sont simulées.

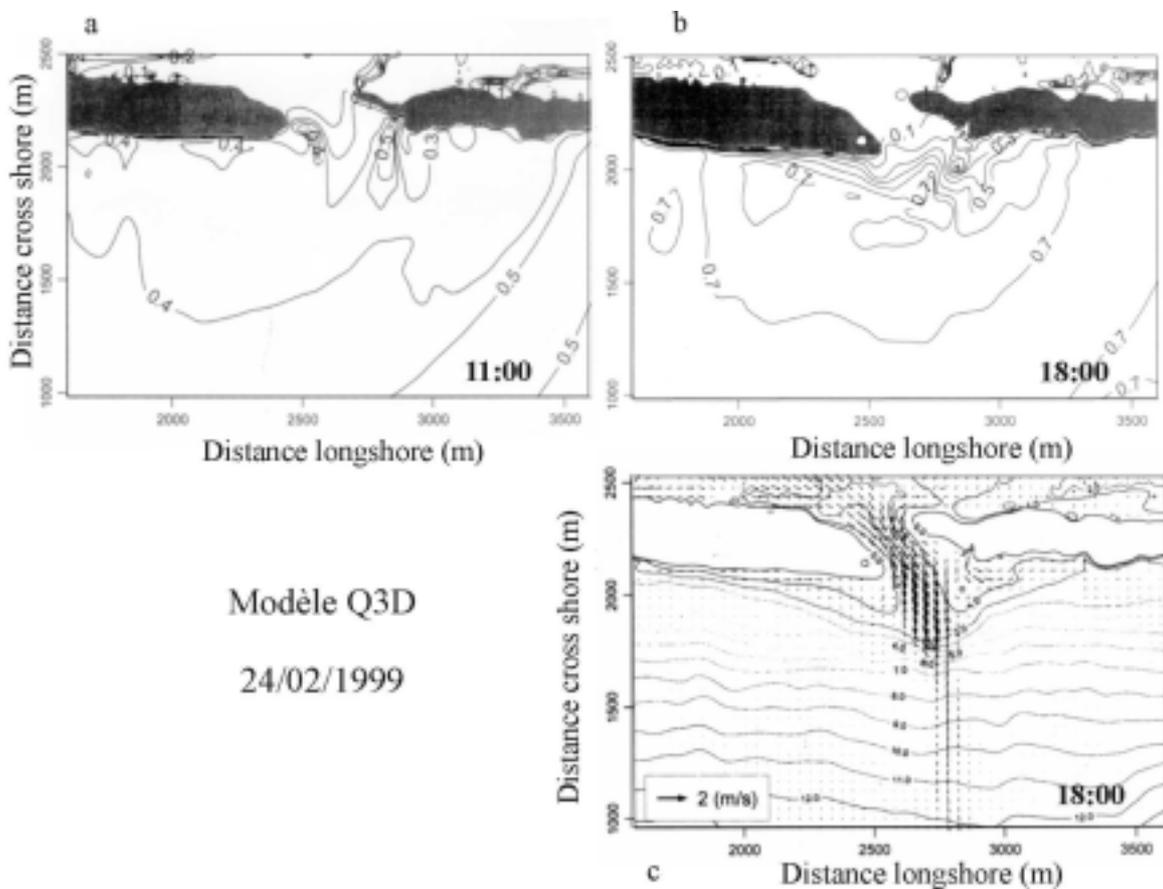


Figure IV-22: Vecteurs de courant et hauteur de vagues prédits par le modèle Q3D (Pan et al., 2001). a) peu avant l'étalement de pleine mer, b et c) peu avant l'étalement de basse mer. Computed wave height contours and current vectors at high tide level (a), at low tide level (b and c) (*frozen tidal state*). (after Pan et al., 2001).

Chapitre V:

Processus hydrosédimentaires sur le littoral amont

Chapitre V: Processus hydrosédimentaires sur le littoral amont

A - Introduction

Les embouchures tidales sont des zones d'interactions complexes entre les processus côtiers (action de la houle et les courants littoraux induits) et les forts courants de marée dans l'embouchure. L'équilibre entre ces deux types de processus détermine le maintien d'une embouchure (Bruun 1966) et du linéaire côtier adjacent.

C'est dans cette problématique d'embouchure que ce chapitre se propose de quantifier le transport sédimentaire sur la côte amont de l'embouchure, la Péninsule d'Ancão. L'objectif est la caractérisation et la quantification des flux sédimentaires qui alimentent l'embouchure.

Les mesures précises de taux de transport sédimentaire sont cruciales en domaine côtier, d'une part pour le développement d'outils de prédiction de bonne qualité, et d'autre part pour quantifier le taux de transport utilisé par les ingénieurs côtiers.

Dans le contexte de l'évolution d'une embouchure, trois zones ateliers ont été choisies afin de quantifier le transport sédimentaire (chapitre III): une zone appelée "zone Cross Shore 1" (CS1), située à environ 800 m de l'embouchure, une zone "Cross shore 2" située à environ 200 m de l'embouchure, et enfin une zone sur la plate forme de swash amont de l'embouchure.

B - Quantification du transport littoral

Comme nous l'avons vu (chapitre IV), le climat de houle dans la région induit une dérive littorale nette d'Ouest en Est. Plusieurs auteurs ont tenté de quantifier ce transit littoral sur la péninsule d'Ancão, obtenant des valeurs qui vont de 6 000 m³/an (Andrade, 1990) à 300 000 m³/an (CONSULMAR, in Bettencourt, 1994). Granja et al. (1984) ont estimé le taux de transport résultant sur l'ensemble du système de la Ria Formosa à 245 000 m³/an à partir des statistiques de vagues entrées dans la formule théorique du LCHF (1979). Devant une telle disparité des estimations et les différentes techniques employées, il semble difficile d'en rester là.

L'objectif de chapitre est d'obtenir une estimation satisfaisante des taux de transport qui alimentent l'embouchure, et de valider un outil de prédiction de ce transport afin de prévoir les processus de dépôt / érosion de la péninsule, et l'influence de ce transport littoral sur la morphologie de l'embouchure et sa migration.

B - 1 – Le transport littoral

B - 1 - 1 - Le courant littoral longshore

Quand les vagues atteignent la côte et déferlent sur la plage, elles génèrent des courants côtiers qui interagissent avec les vagues incidentes pour transporter le sédiment. Quand les crêtes de ces vagues forment un angle significatif avec le trait de côte, elles induisent la formation d'un courant longshore parallèle à la côte, et restreint à la zone côtière entre la ligne de déferlement et la plage. Ce courant peut être localement modifié par l'action de courant induits par le vent ou par la marée (Van Rijn, 1998)

Un grand nombre de travaux a été effectué pour tenter de prédire les vitesses du courant littoral longshore, que ce soit à partir de modèles de flux d'énergie, de modèles de flux de moment ou à partir de modèles de continuité de la masse (Inman et Bagnold, 1963). Plus récemment, le concept de tension de radiation a été introduit dans ces estimations du courant longshore (Bowen, 1969, Thornton, 1971, Longuet-higgins, 1970, Thornton et Guza, 1986). En résumé, si les vagues approchent le littoral avec une incidence non nulle, une des composantes de la tension de radiation sera dans la direction longshore. Ce gradient spatial du moment sera compensé par une force opposée qui génère le courant longshore (Hardisty, 1994). Longuet-Higgins (1970) suggère que le courant moyen longitudinal sur une plage plane s'exprime par:

$$V_l = \frac{5\pi}{8} \frac{\beta}{C_f} \sqrt{gH_b} \sin \alpha_b \quad (1)$$

Où α_b est l'angle d'incidence au point de déferlement, β est la pente de la plage, C_f est un coefficient de frottement (=0.007, Longuet-Higgins, 1970) et H_b la hauteur des vagues au déferlement.

B - 1 - 2 - Le transport littoral longshore

Le transport littoral (ou dérive littorale) résulte de l'action de ces courants littoraux, à forte composante longitudinale, sur les sédiments.

Deux méthodes principales sont utilisées pour calculer le transport littoral: la méthode du flux d'énergie et la méthode du courant longshore.

- la méthode du flux d'énergie se base sur la connaissance empirique de la relation entre l'énergie de vagues au large et le transport sédimentaire à la côte (voir Sayao, 1982). On a donc une relation entre le taux de transport volumique Q_l et la puissance des vagues au large P_l , du type:

$$Q_l = \frac{K}{(\rho_s - \rho)g(1-n)} P_l \quad (2)$$

où ρ_s et ρ sont la densité du sédiment et de l'eau, et n la porosité ($n=0.4$).

Le coefficient K est un coefficient de proportionalité empirique, généralement égal à 0.77 (formule du CERC, Komar et Inman, 1970), mais qui est connu pour varier avec le paramètre de "surf similarity" qui traduit le mode de déferlement (gonflant, plongeant ou déversant) $\xi_b = m/(H_b / L_0)^{1/2}$ où m est la pente de la plage. En effet, K augmente quand ξ augmente, c'est à dire quand le déferlement tend à passer de gonflant à déversant (Kamphuis et Readshaw, 1978). K peut également varier avec la taille des grains (Bailard, 1981), mais si on considère généralement que K diminue quand la taille augmente, la nature de cette relation n'est pas entièrement comprise. Plusieurs techniques permettent de calculer ce coefficient et seront détaillées dans la section D. P_l la puissance des vagues est donnée par:

$$P_l = (E_b \cdot C_g) \sin\alpha_b \cos\alpha_b \quad (3)$$

où E_b est l'énergie au point de déferlement, et C_g la vitesse de groupe.

-La méthode du courant longshore (Walton, 1980, 1982) consiste à calculer le flux d'énergie longshore à partir des courants longshore mesurés V_l , et non plus à partir des caractéristiques des vagues incidentes.

On a alors une relation du type :

$$P_l = \frac{\rho g H_b W V_l C_f}{\left(\frac{5\pi}{2}\right) \left(\frac{V}{V_0}\right)} \quad (4)$$

où W est la largeur de la zone de surf, C_f le coefficient de friction, V_0 la vitesse théorique longshore au point de déferlement donnée par la relation de Longuet-Higgins (1970) de V/V_0 :

$$\left(\frac{V}{V_0}\right) = 0.2 \left(\frac{Y}{W}\right) - 0.74 \left(\frac{Y}{W}\right) \ln\left(\frac{Y}{W}\right) \quad (5)$$

où Y est la distance entre le point de mesure du courant et la ligne de rivage.

B - 1 - 3 - Répartition cross shore du transport longshore

La répartition cross shore du transport littoral est également un point particulièrement étudié (Bodge, 1986, Bodge et Dean, 1987, Kraus et Dean, 1987, White, 1987), en particulier, pour les systèmes de plages à barres sur lesquelles les modalités de transport longshore sont encore mal comprises (Reniers et Battjes, 1997).

Ces différents auteurs ont montré par des techniques diverses (traçages, pièges à sédiments, OBS) que: 1) la part la plus importante du transport longshore est associée au déferlement dans les eaux peu profondes, 2) 10 à 20 % du transport a lieu au large du point de déferlement, 3) une part importante du transport peut avoir lieu au niveau de la ligne de rivage (dans la zone de surf interne) ou au dessus (jet de rive), 4) la distribution cross shore reste néanmoins très variable.

B - 1 - 4 - Influence de la marée

L'influence des courants de marée sur les vagues peut se traduire par plusieurs processus (Wolf et Prandle, 1999, Van Rijn, 1997) qui affectent à la fois la formation des vagues (le vent effectif est relatif au courant de surface), leur propagation (le courant de marée peut entraîner la diffraction des vagues), la fréquence intrinsèque des vagues (qui varie selon la direction favorable ou opposée du courant), la cambrure des vagues (augmentée par un courant opposé), la friction au sol (diminue en présence d'un courant). Néanmoins, l'influence du courant tidal diminue souvent du large vers la côte (Sha, 1989, Van Rijn, 1997), et son action est souvent négligeable dans la zone côtière (à l'exception de sites où les courants de marée sont particulièrement puissants comme le long des côtes de la Manche/ Mer du Nord où ils atteignent fréquemment 1 m/s (Corbau et al., 1994, Groenendijk, 1994)).

Les enregistrements de l'hydrodynamique en domaine côtier ont permis de montrer (Chapitre IV) que l'influence des courants de marée sur les vitesses du courant longshore sont négligeables le long de la péninsule d'Ancão.

B - 2 - Caractéristiques de la plage d'Ancão

Le transport littoral dépend de la morphologie de la plage, qui selon ses caractéristiques, va modifier l'énergie hydrodynamique et favoriser ou non le transport sédimentaire. Plusieurs

critères ont été définis pour caractériser les environnements côtiers en fonction de la morphologie des plages ou en fonction de l'énergie hydrodynamique et ses modifications en domaine peu profond. Les principaux critères de classifications des plages sont décrit brièvement dans la partie suivante. Puis, les plages de la Péninsule d'Ancão seront resituées en terme de classifications et de transport sédimentaire.

B - 2 - 1 - classification et comportement des plages

La figure V-1 représente la typologie habituellement utilisée sur les plages. On définit ainsi plusieurs zones le long du profil en fonction des processus hydrodynamiques: la zone de déferlement, qui varie en fonction de la marée, la zone turbulente de surf et la zone de jet de rive ou zone de swash. Ces zones sont souvent associées à des caractéristiques morphologiques de la plage: les barres d'avant-côte, sur lesquelles les vagues déferlent, le replat et la marche de basse mer, dont la présence et le développement dépendent souvent du coefficient de marée (durée d'action de l'hydrodynamique plus longue en morte-eau), et la berme, plus ou moins développée en fonction des conditions hydrodynamiques (profil de beau temps et de tempête).

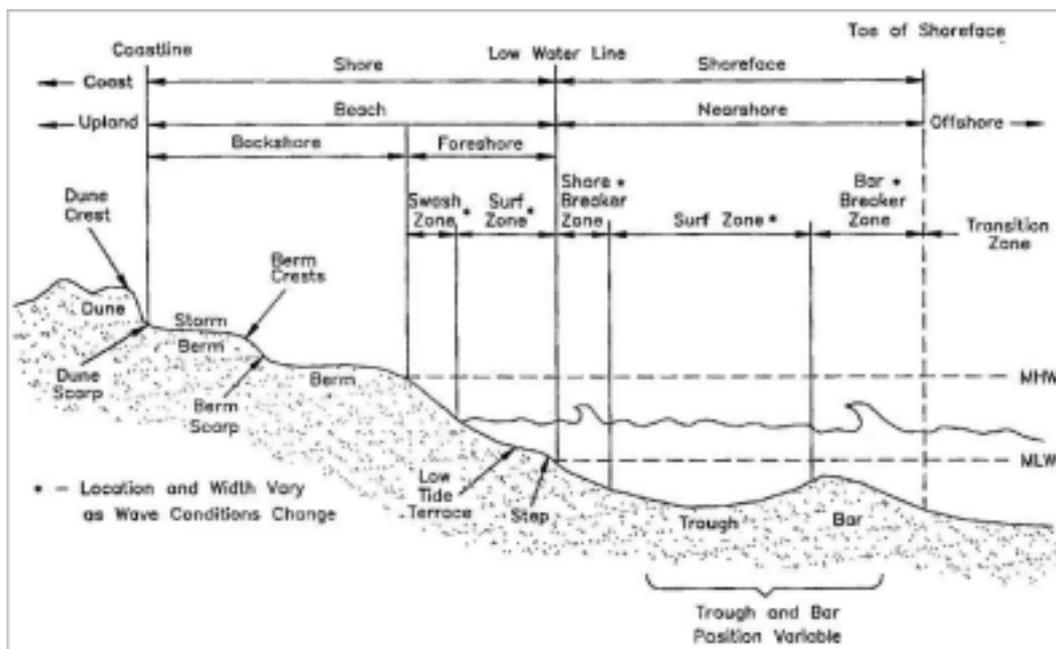


Figure V- 1 : Typologie anglo-saxonne des plages. *Typology of beaches.*

Wright et Short (1984) furent les premiers à adopter une nouvelle approche dans l'étude des plages, en prenant en compte les relations entre les mesures physiques et les variations morphologiques des plages. Ils proposent deux typologies extrêmes, les plages réfléchives et les plages dissipatives.

- les plages dissipatives sont caractérisées par un déferlement glissant avec une zone de swash (jet de rive) très développée, des pentes faibles, du sable fin et un transport dominant cross shore en suspension.

- Les plages réfléchives sont affectées d'un déferlement de type plongeant, des pentes fortes, du sédiment moyen à grossier, un transport dominant longshore qui est important et s'effectue principalement par charriage.

Carter (1988) présente une liste (tableau V - 1) des caractéristiques morphologiques, physiques et sédimentologiques qui différencient les catégories morphodynamiques.

	Paramètre/ phénomène	Etat de la plage		
		réflective	intermédiaire	dissipative
vagues	<i>type de déferlement</i>	Plongeant- déversant	glissant - plongeant	glissant
	<i>angle d'approche</i>	très oblique	normal à légèrement oblique	normal
	<i>ondes de bord</i>	harmonique et sub-harmonique, T=15	mixe 15<T<30	infragravité 30<T<70
	<i>période du jet de rive (s)</i>	5 à 10 s	10 à 30 s	jusqu'à 60
courants	<i>côtiers</i>	parallèle à la côte	méandriques	cellules de circulation
	<i>rip</i>	absent ou éphémères	mixes	forts et stationnaires
morphologie	<i>barres</i>	aucune	1 ou 2, en croissant	multiple, parallèles à la côte ou croissants transverse sur les plages de faible énergie
	<i>pente (degrés)</i>	>3°	3-1 °	<1°
	<i>profil de la plage</i>	concave, pentu	faiblement concave	rectiligne
	<i>plan de la plage</i>	croissants de jet de rive	trous et bosses	croissants de surf
sédiment	<i>type</i>	sable grossier, gravier	sable moyen	silt à sable fin
	<i>gradient longshore</i>	commun		rare
transport sédimentaire	<i>mode dominant</i>	charriage	saltation	suspension
	<i>vecteur dominant</i>	longshore	mixe	cross shore
	<i>transport / puissance des vagues</i>	haut	moyen	faible

Tableau V - 1: Classes morphodynamiques des plages (D'après Carter, 1988). *Morphodynamic classification of beaches (after Carter, 1988).*

Plusieurs index sont utilisés pour déterminer l'état morphologique d'une plage. Le premier est celui de Wright et Short (1984) qui utilise le paramètre de "surf scaling" (ϵ) de Guza et Inman (1975):

$$\epsilon = \frac{a\omega^2}{g \tan^2 \beta} \quad (6)$$

où $\tan \beta$ est la pente de la plage, g la constante gravitationnelle, a l'amplitude moyenne des vagues et ω la fréquence angulaire des vagues. Les valeurs inférieures à 1-2.5 traduisent une forte réflectivité de la plage, générant des ondes stationnaires, des déferlements gonflants et une résonance des fréquences sub-harmoniques, avec une réflexion totale pour $\epsilon < 1$. Pour ϵ

> 2.5, les déferlements plongeant apparaissent indiquant la dissipation de l'énergie, qui devient dominante pour $\varepsilon > 20$. Quand ε augmente, la zone de surf devient plus large et la dissipation turbulente de l'énergie devient prédominante.

Cette approche, développée pour des ondes monochromatiques, présente certaines limites, notamment en ce qui concerne l'application à différentes échelles de temps (Bauer et Greenwood, 1988) et l'influence des variations des caractéristiques de vagues sur ce paramètre ε sont encore méconnues, malgré les variabilités spectrales évidentes lors d'une tempête (Bauer et Greenwood, 1988).

La morphologie d'une plage à un moment donné est également fonction de son sédiment, des conditions de vagues, marée et vents actuelles ou passées, et de l'état morphologique de départ. Pour prendre en compte l'effet de la granulométrie, Dean (1973) définit le paramètre sans dimension Ω (Dimensionless Fall Velocity):

$$\Omega = \frac{H_{bm}}{W_s \cdot T_m} \quad (7)$$

Où W_s est la vitesse de chute du sédiment, H_{bm} est la hauteur modale de la houle au déferlement et T_m la période modale. La valeur 1 représente la limite entre une plage réfléchive et intermédiaire et la valeur $\Omega = 6$ représente la transition intermédiaire / dissipative.

Les travaux récemment entrepris sur la morphodynamique des plages concernent l'effet de la marée avec notamment la synthèse de Short (1991) sur la morphologie des plages macrotidales.

L'évolution naturelle de la classification de Wright et Short (1984) est le modèle conceptuel proposé par Masselink et Short (1993) (figure V - 2). Celui-ci prend en compte les vagues, la marée et les caractéristiques du sédiment. Huit classes d'état morphologique d'une plage sont proposées en fonction du paramètre Ω et du marnage relatif (RTR: relative tidal range), qui est calculé en divisant le marnage moyen par la hauteur des vagues au déferlement.

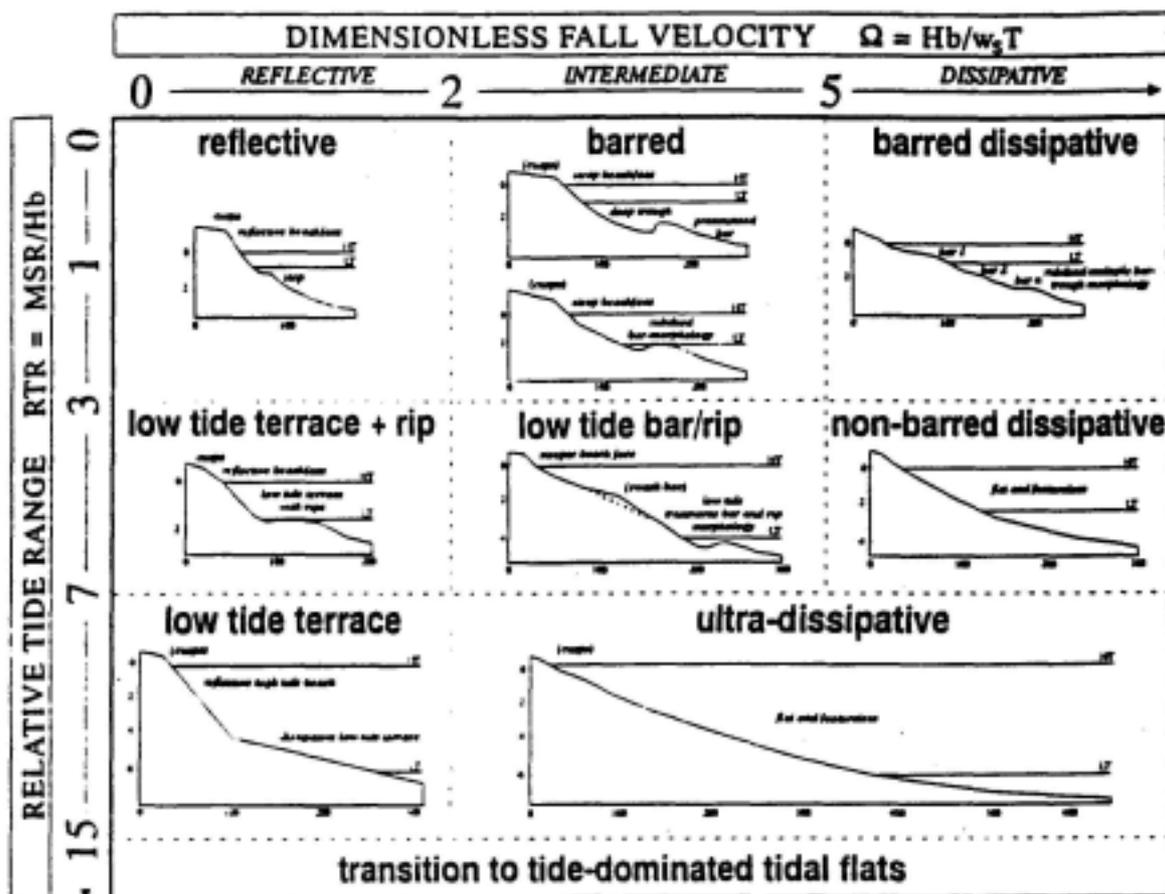


Figure V - 2: Classification énergétique des plages (d'après Masselink et Short, 1993). *Energetic classification of beaches (Masselink and Short, 1993).*

Application à la plage d'Ancão:

Les plages de la péninsule d'Ancão (figure V - 3) sont caractérisées par des fortes pentes, de l'ordre de 11 %. Le marnage moyen est de l'ordre de 2.1m, et la hauteur de la houle au déferlement est de l'ordre de 50-60 cm en moyenne, ce qui donne $0.4 < \Omega < 0.75$ et $RTR = 3.5-4.5$.

Elles peuvent donc être classées dans la catégorie "Low tide Terrace and Rip" dans la classification de Masselink et Short (1993) et Masselink et Hegge (1995) avec un comportement réfléchitif à intermédiaire (Ferreira et al., 1997). Cette morphologie est parfaitement reconnaissable sur la figure V - 4 .

Le paramètre de "surf scaling" ϵ est ici inférieur à 1, ce qui démontre l'aspect fortement réfléchitif de ces plages.

Comme le prévoit la classification morphologique de Carter (1988), le déferlement est de type plongeant et des croissants de swash sont présents avec un espacement d'environ 30m

(Balouin *et al*, 2000). La berme est toujours très développée, avec une très forte pente. Lorsque l'on se rapproche de l'embouchure, la morphologie de la plage est modifiée par la présence du delta. En effet, le replat de bas de plage, absent sur la zone CS1 est beaucoup plus développé sur la zone CS2 où la plage passe d'un état morphologique hautement réfléchif à marée haute à un état intermédiaire à dissipatif à marée basse (figure V - 4).

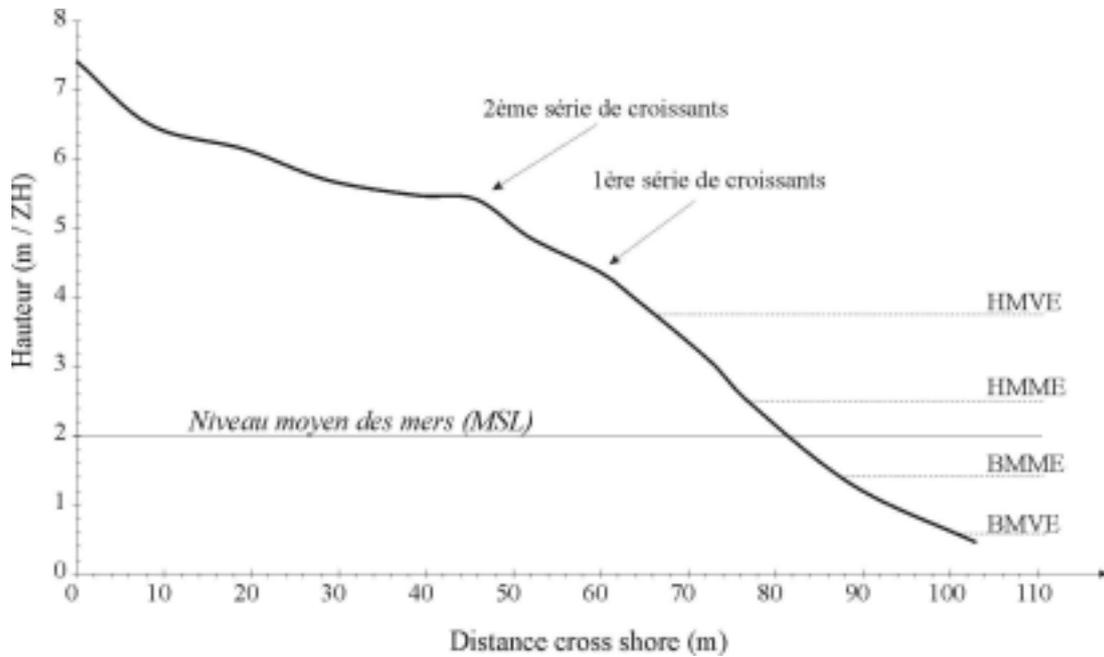


Figure V - 3: Profil de plage au niveau de la zone CS1. *Cross shore profile of Ancão Peninsula at CS1 area.*

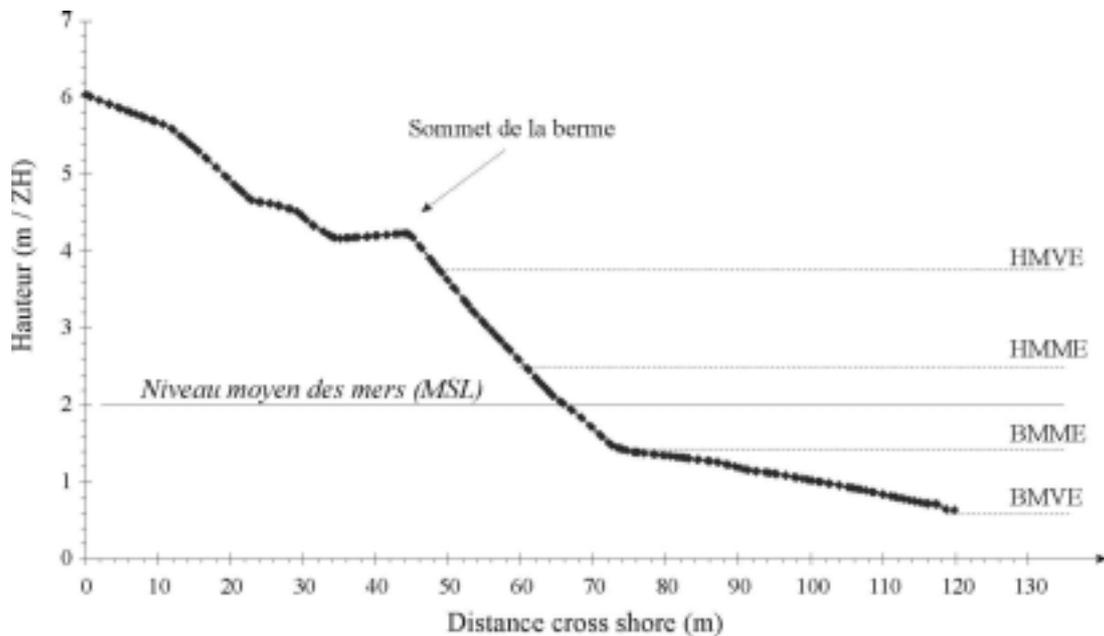


Figure V - 4: Profil de plage au niveau de la zone CS2. *Cross shore profile of Ancão Peninsula at CS2 area.*

B - 2 - 2 - les sédiments

Les plages sableuses de la Péninsule d'Ancão sont constituées de sable moyen à grossier ($D_{50} = 0.5 \text{ mm}$). On note une forte répartition latérale (cross shore) de la granulométrie. Ainsi, le haut de plage et la dune sont constitués de sable moyen à fin ($D_{50} = 315 \mu\text{m}$), alors que le bas de plage, beaucoup plus dynamique, est lui caractérisé par des grains de 500 à 600 μm (figure V - 5).

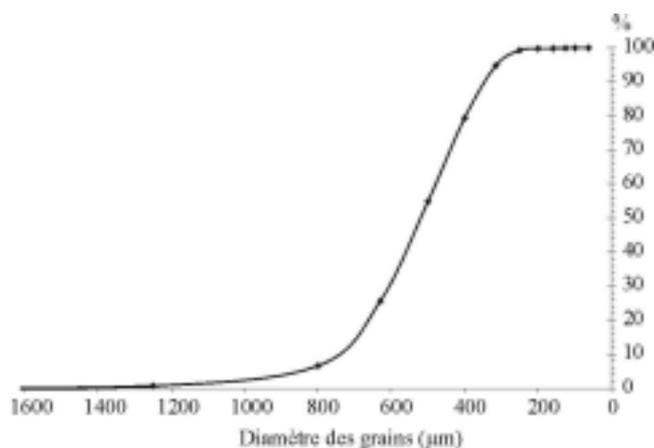


Figure V - 5: Exemple de distribution cumulée de la taille des grains: point d'immersion du traceur fluorescent (12/02/1999) situé sur la pente de la berme de la zone CS1. *Exemple of sediment distribution on Ancao Peninsula beach (imersion point of fluorescent tracer, 12/02/1999, CS1).*

B - 2 - 3 - Particularités du transport longshore sur la plage d'Ancão

En raison de la forte pente observée sur les plages de la péninsule d'Ancão, la majorité du transport littoral a lieu sur la pente de la berme où les vagues déferlent (Balouin *et al.*, 2000b, Balouin *et al.*, 2001, Balouin *et al.*, 2001b, Kaczmarek *et al.*, 2001). Dans ces conditions, ce transport littoral résulte principalement de l'incidence oblique de la houle à la côte, et les courants tidaux sont largement négligeables.

De plus, le modèle 1D de Jacob et Sarmiento (figure V - 7) montre la répartition théorique du courant longshore dans la direction cross shore, et l'on voit bien que pour des conditions de vagues relativement calmes, la quasi-totalité du transport littoral (courant longshore) a lieu dans la zone de déferlement, et que ce taux de transport diminue très rapidement vers le large. Pour des conditions de tempêtes, le transport a lieu dans la zone subtidale, sur le replat observé à environ -4 m ZH, et sur lequel ces vagues de fortes amplitudes déferlent.

On constate également (par exemple le 13/02 sur la figure V - 6) que les vitesses longshore associées aux conditions de SE (tempêtes ou beau temps) sont moins importantes que celles des vitesses longshore associées au conditions de SO. Ceci résulte de la diffraction de la houle

de SE sur la Ria Formosa, qui réduit considérablement l'énergie arrivant sur la péninsule d'Ancão.

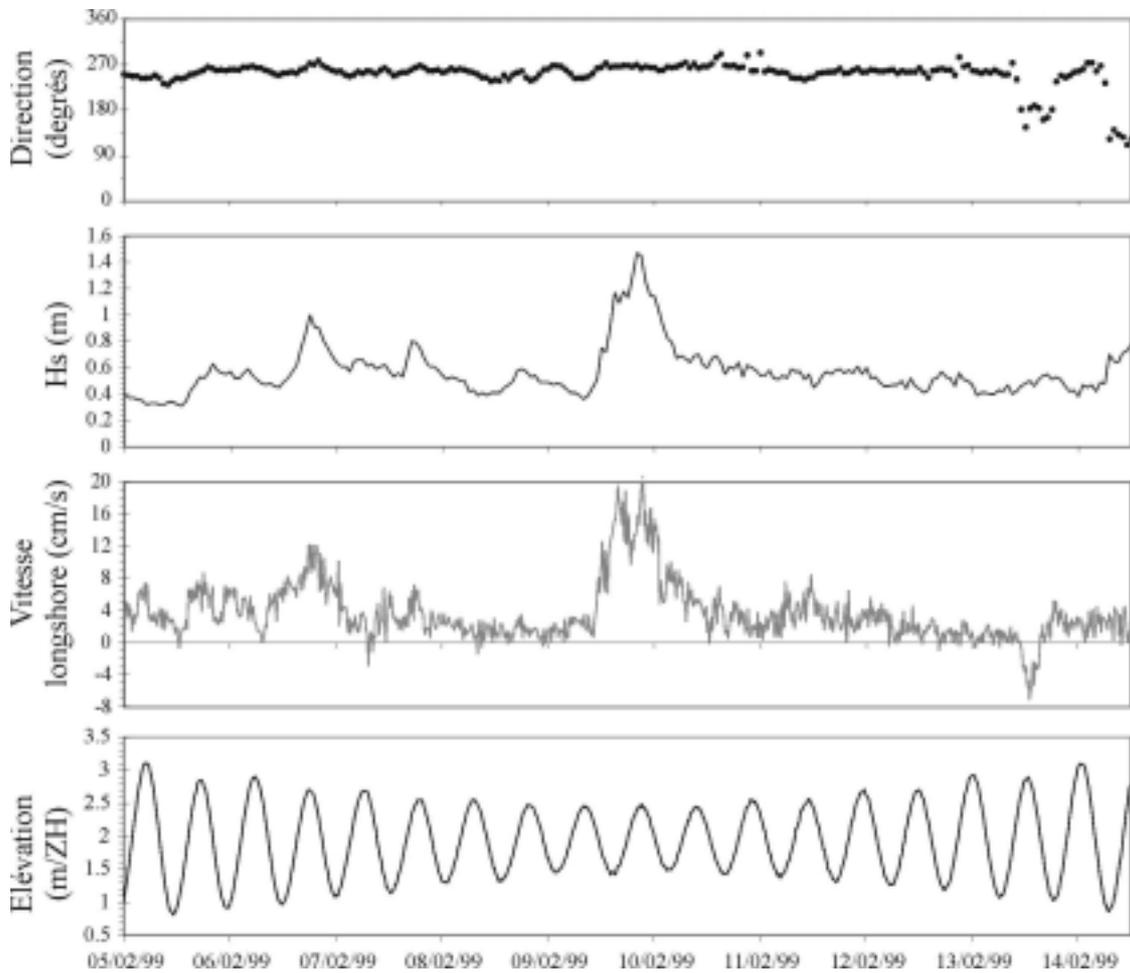


Figure V - 6: Hydrodynamique de la zone cross shore 1. Aucune corrélation n'existe entre la magnitude des courants longshore et les phases de flot/jusant. *Hydrodynamics at CSI area. No correlation is observed between longshore velocities and tidal phases.*

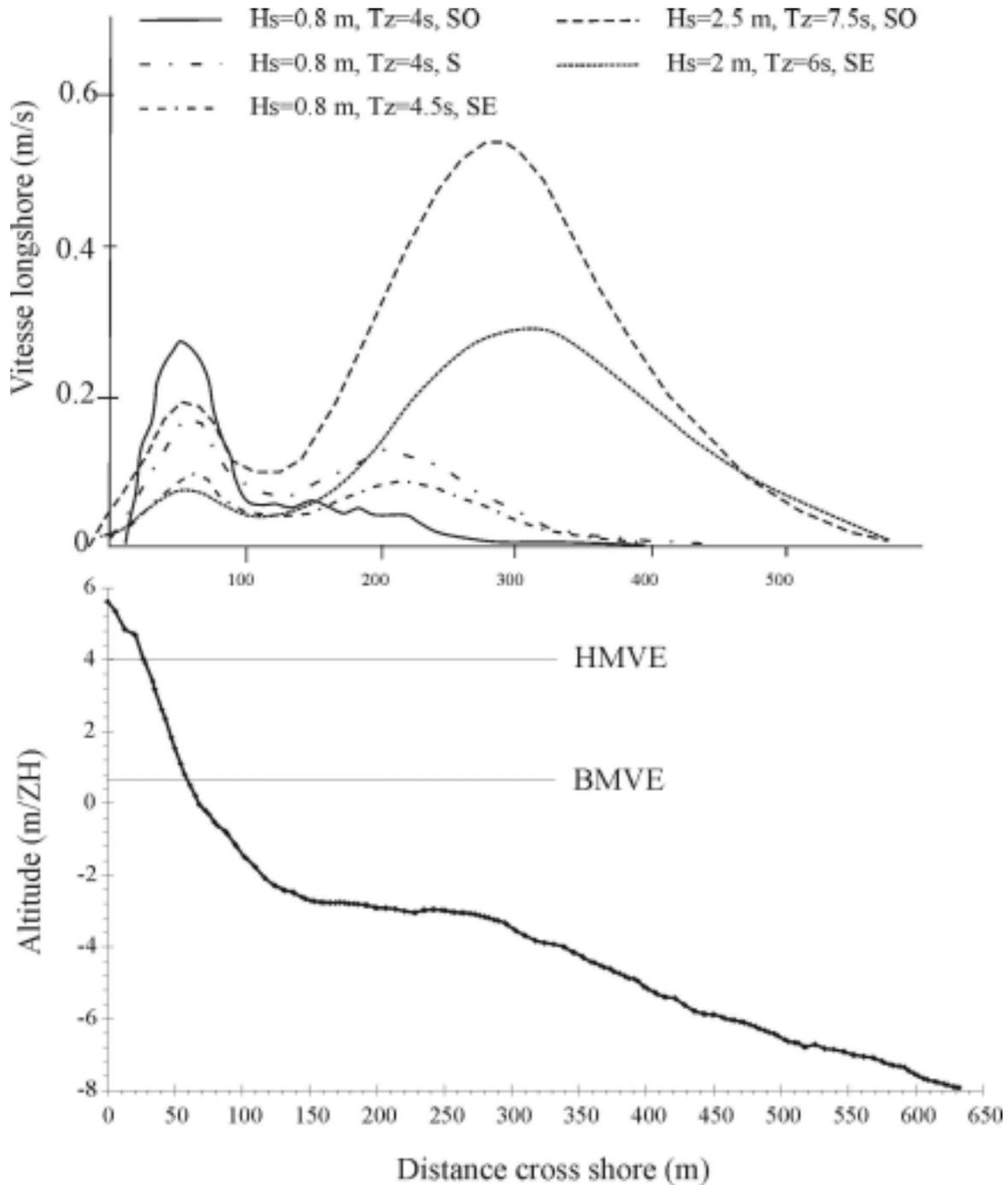


Figure V - 7: Répartition cross shore du courant longshore (en haut) (prédictions par un modèle 1D de courant longshore, Jacob et Sarmiento,). Profil cross shore de la zone CS1 (en bas) (topo-bathymétrie du 16/02/1999). *Cross shore distribution of longshore current at Ancão Peninsula (after Jacob and Sarmiento). Bottom: cross shore profile at CS1 area.*

B - 3 - Modèle analytique de croissance de la flèche

La quantification du transit littoral le long de la péninsule d'Ancão est primordiale dans le cadre du bilan sédimentaire de l'embouchure. En effet, le transit littoral va représenter la majeure partie des apports sédimentaires dans le système.

En arrivant dans la zone d'embouchure, le sédiment entre dans une zone d'hydrodynamique complexe avec l'interaction des courants de marée et de la houle. Les courants tidaux très puissants constituent souvent une véritable barrière hydrodynamique au transit littoral, générant une accumulation à l'extrémité de la flèche amont.

Kraus (1999) a développé un modèle analytique basé sur les processus du mécanisme de progradation d'une flèche par accumulation de sable à l'extrémité de la côte amont par la dérive littorale (tableau V - 2).

Paramètres de la flèche	Processus	
	court terme	long terme (1)
Longueur	taux de transport littoral, proximité du chenal, puissance des courants du chenal	apports sédimentaires, contrôles géologiques, brèches, forçage cyclique et intermittent
Vitesse d'élongation	transport littoral, granulométrie, proximité du chenal, pente de la plage et gradient des courbes de niveau parallèles à la flèche	forçage intermittent et cyclique (2)
Largeur	run-up, marnage, gradient des courbes de niveau perpendiculaires à la flèche	(voir overwash)
Eventails d'overwash	surcôte, fréquence des tempêtes	dunes et autres structures bloquantes, profondeur du bassin ou lagon de réception
Élévation (/MSL)	run-up, marnage	transport éolien, variations du niveau marin tsunami
Profondeur de fermeture	hauteur et période des vagues, marnage, granulométrie	tempêtes extrêmes
Tendance à se recourber	proximité du chenal, courant, vagues, tempêtes extrêmes	forçage intermittent et cyclique
1. Les processus long terme englobent également les processus court terme 2. Les forçages intermittents et cycliques résultent des variations saisonnières des vents et des vagues, des tempêtes ou des variations saisonnières ou annuelles du niveau marin		

Tableau V - 2: Paramètres contrôlant la géométrie et l'évolution d'une flèche, et les processus associés (D'après Kraus, 1999). *Parameters controlling inlet spit geometry and evolution, and the associated processes (Kraus, 1999, modified).*

Ce modèle analytique reprend les hypothèses classiques des modèles mathématiques d'évolution du littoral. En particulier, on considère que :1) l'élongation résulte uniquement de gradients dans la dérive littorale Q , 2) la largeur de la flèche W ne varie pas (figure V - 8), 3) le mouvement de la flèche se produit sur la distance verticale D comprenant la berme B et la profondeur de fermeture D_c , 4) le mouvement de la flèche est une translation sur la période de temps considérée.

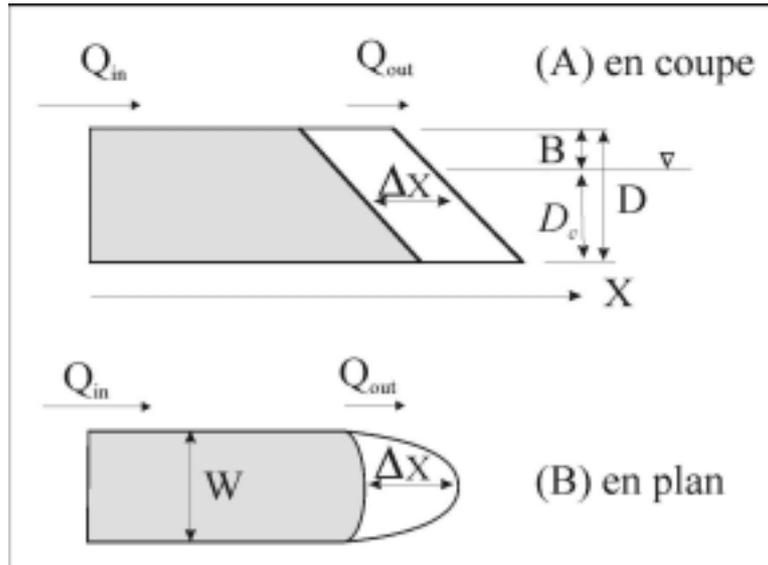


Figure V - 8: Définition du modèle analytique de croissance de la flèche (d'après Kraus, 1999). *Definition sketch for analytical model of spit elongation (Kraus, 1999).*

Pendant l'intervalle de temps Δt , la variation de volume ΔV est égale à $W.D.\Delta X$, où $D = B + D_c$, et ΔX est l'augmentation de la longueur de la flèche. Par définition, la variation de volume est le volume entrant moins le volume sortant pendant l'intervalle de temps, soit $\Delta t(Q_{in} - Q_{out})$. L'équation de conservation du sable devient donc:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{1}{WD} (Q_{in} - Q_{out}) \quad (8)$$

Dans le cas d'une flèche contrainte par la présence d'une embouchure, les courants de marée vont avoir tendance à transporter le matériel sableux hors de l'embouchure, érodant le sédiment accumulé à l'extrémité de la flèche, et ralentissant sa croissance de la flèche (Kraus, 1999). Les processus de remplissage du chenal par le transport littoral et d'érosion du chenal par les courants tidiaux vont maintenir en équilibre dynamique la section de l'embouchure (Escoffier, 1940).

Un moyen de représenter l'action érosive d'un chenal d'embouchure sur la croissance de la flèche est de mettre une condition limite sur le taux de transport Q_{out} . En un point X_0 , loin du chenal, le transport n'est pas contraint, donc $Q_{out} = 0$. Dans un chenal, au point X_c , la croissance de la flèche s'arrête si $Q_{out} = Q_{in}$ (figure V - 9). Le modèle analytique considère ici que l'augmentation de Q_{out} entre X_0 et X_c est linéaire:

$$Q_{out} = \frac{(X - X_0)}{(X_c - X_0)} Q_{in} \quad (9)$$

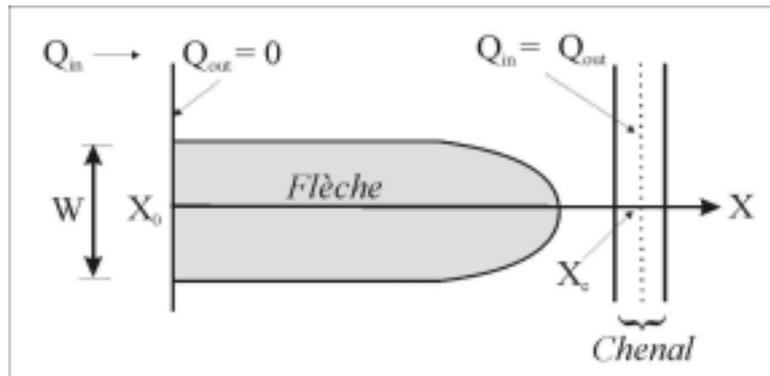


figure V - 9: Définition du modèle pour une flèche contrainte par un chenal (D'après Kraus, 1999). *Definition sketch for spit approaching an inlet channel.*

La solution de l'équation (8) X_s pour cette situation de croissance contrainte avec $Q_{in} = \hat{Q}$ (taux de transport constant) est alors :

$$X_s = X_0 e^{-t/\tau} + X_c (1 - e^{-t/\tau}) \quad (10)$$

où τ est le temps caractéristique de l'élongation de la flèche donné par:

$$\tau = \frac{WD(X_c - X_0)}{\hat{Q}} \quad (11)$$

Ce modèle analytique permet donc, après quantification de la dérive littorale sur la péninsule, de calculer le taux d'élongation de la flèche. En considérant que l'élongation de la flèche entraîne la migration du chenal principal de l'embouchure, ce taux d'élongation peut être assimilé au taux de migration de l'embouchure.

B - 4 - Quantification du transport littoral sur la plage de Faro (Péninsule d'Ancão)

Cette partie fait l'objet d'une publication acceptée au Journal of Coastal Research: Longshore sediment movements from tracers and models. Yann Balouin, Hélène Howa and Rodrigo Pedreros, 2001b.

L'objectif de ce travail était la quantification du transport littoral le long de la péninsule d'Ancão. Pour cela, des traçages fluorescents, associés à de nombreuses mesures hydrodynamiques, ont été réalisés en plusieurs points de la Péninsule.

Les résultats de ces expériences de traçages ont permis de valider un outil de prédiction numérique (Kamphuis, 1991) afin d'extrapoler ces quantifications de transport sur un cycle tidal. En utilisant les données réelles de houle, on obtient un taux de transport de 10500 m³/mois pour février 1999, période de suivis topographiques de la zone. Cette estimation est validée par l'évolution topographique de la péninsule. En effet, la barre sableuse B1, sur la plate-forme de swash amont de l'embouchure, directement alimentée par la dérive littorale a migré très rapidement vers le sud-est lors de cette période. L'accumulation sur cette barre était de l'ordre de 11000 m³/mois en février, ce qui confirme le taux de transport mensuel estimé par les traçages fluorescents.

De plus, l'extrapolation annuelle des résultats en utilisant la base de données hydrodynamiques long terme disponible dans INDIA (Pires, 1998), donne un taux de transport sédimentaire de 130000 m³/an.

Cette valeur, utilisée dans le modèle analytique de croissance des flèches sableuses décrit ci-dessus, permet de prédire une élongation de la Péninsule d'Ancão de l'ordre de 60-70 m/an. En assimilant la croissance de la flèche à la migration du chenal de la Barra Nova, on obtient un taux de migration de l'embouchure de 60-70 m/an, qui correspond bien à la migration historique de l'embouchure séparant la Péninsule d'Ancão de l'île de Barreta (voir chapitre 2), et la migration de la Barra Nova lors des deux ans de suivis vidéo (Morris et al., 2001).

Ces mesures de traçages ont donc permis de quantifier le taux de transport sédimentaire le long de la péninsule d'Ancão et de valider ces estimations à la fois sur le court et le long terme. Ce transport littoral représente les entrées sédimentaires dans l'embouchure de la Barra Nova.

Longshore sediment movements from tracers and models

Yann Balouin*, Hélène Howa** and Rodrigo Pedreros*

* University of Bordeaux, UMR 5805-CNRS, Department of Geology and Oceanography,
Avenue des Facultes, 33405 TALENCE Cedex FRANCE
fax: 33 5 56 84 08 48, E-mail: y.balouin@geocean.u-bordeaux.fr

** University of Angers, UPRES EA 2644, Boulevard Lavoisier, 49045 Angers Cedex FRANCE

ABSTRACT

BALOUIN, Y., HOWA, H. and PEDREROS, R., 2001. Longshore sediment movements from tracers and models. *Journal of Coastal Research*, 18, . Fort Lauderdale (Florida), ISSN...



The aim of this work is to progress in the knowledge of sediment circulation in the coastal zone, focusing on the quantification of sediment movement due to longshore drift. The studied field site is the Praia de Faro beach on the Peninsula do Ancão in Algarve (Portugal), which is located on the updrift coast of the Barra Nova tidal inlet. The main objective of the study was to quantify the sediment transport rate that will enter in the inlet system.

For this purpose, we followed two different approaches: i) the deployment of in-situ measurements (such as fluorescent tracer experiments and topographical surveys), which is heavy, costly and time-consuming but absolutely essential; ii) the validation and cross-validation of models that permit to integrate and extrapolate our field knowledge.

ADDITIONAL INDEX WORDS:

INTRODUCTION

In order to fully describe the littoral processes occurring along a particular stretch of shoreline, it is necessary to estimate the amount of sediment transported, its origin and where it is deposited. Typically sediment budgets are concerned with the long-term transport rates and transport patterns. In the case of shorelines characterised by several inlets cutting the system, this sediment budget is essential to understand the influence of these openings on the coastal processes, and to try and explain the behaviour and stability of these coasts widely observed around the world.

In the framework of the MAST III - INDIA project (O' CONNOR *et al.*, 1998, WILLIAMS *et al.*, 1998), the Barra Nova tidal-inlet in Algarve, South Portugal was studied during an intensive fieldwork campaign (fig. 1). Within the general context of Barrier islands of the Ria Formosa, the inlets are known, either to migrate rapidly eastward, or to get obstructed by sand shoals or even to close

definitely (PILKEY *et al.*, 1989). The main reason is that this coast is subjected to a strong longshore drift from the West where cliffs erosion is an abundant source of sediment (DIAS and NEAL, 1992).

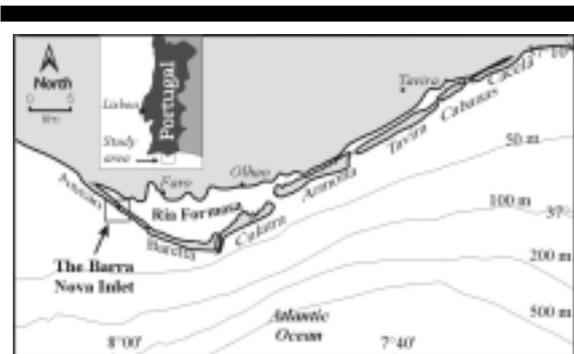


Figure 1: Location of the Barra Nova tidal inlet.

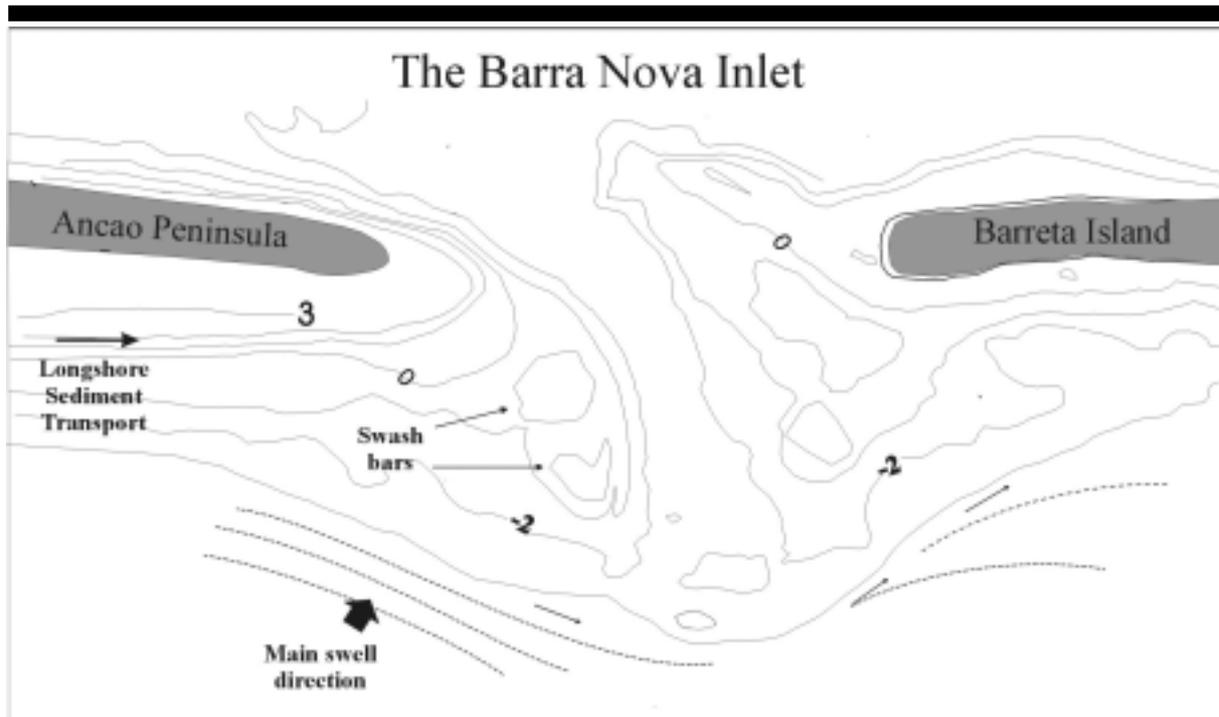


Figure 2: Context of the study: The Barra Nova tidal inlet.

The purpose of this study was to quantify the longshore transport of sediment on Anção Peninsula in order to obtain this key parameter for the sediment budget of the Barra Nova tidal-inlet (fig. 2). For this purpose, two different approaches were followed:

- the deployment of in-situ experiments which is heavy, costly and time-consuming but absolutely necessary,
- the validation and cross-validation of models which permits to integrate and extrapolate our field knowledge.

EXPERIMENTAL SITE AND PROCEDURES

Experiments were carried out, from 31th January - 5th March 1999, in the intertidal area, along the Peninsula do Anção at the western end of the Ria Formosa system on the updrift coast of the Barra Nova inlet separating Peninsula do Anção from Ilha da Barreta (fig. 1 and 2). The studied beach, called Praia de Faro, is a narrow reflective beach where sediment is composed by medium sands (the median diameter $D_{50} \sim 500 \mu\text{m}$).

This NW-SE coast is a wave-dominated meso-tidal site (tidal range between 2 and 3.8 m) (GRANJA *et al.*, 1984, PILKEY *et al.*, 1989). Wave heights are in the range 1-4m, and mean direction is from W to E (At Faro West buoy, 78% of waves are in the range 0-1m and with directions from W to SW) (PIRES, 1998, O'CONNOR *et al.*, 1998), yielding to an important longshore transport along the Peninsula, towards the Barra Nova inlet.

During the experiment, tide and wave characteristics were recorded by way of several wave-gauge / current meters, pressure transducers and Doppler current-meters.

Morphodynamic evolution was investigated by way of topography surveys in 3 sites along the coast: one study area on the adjacent beach out of the influence of the inlet where beach cusps are present, one site on the beach close to the inlet, and the last one on the ebb-tidal delta, and in particular on the swash platform of this updrift coast.

Fluorescent tracer was used to study tidally averaged sediment transport rates at the field site. The tracer material consisted of natural sand from the study area, dyed with red fluorescent painting. The tracer sand released during each of the experiments was deposited at the lower part of the intertidal area during low water. The dispersion was monitored during subsequent low water periods by means of an automatic detector - counter (HOWA and De RESSEGUIER, 1994). Two experiments were done along the shoreline of the Peninsula do Anção (12/02/1999 and 28/02/1999).

METHODOLOGY AND DATA ANALYSIS

Field identification of longshore sediment transport

Longshore sediment transport budgets are typically based on data measured by surveying impoundment of littoral drift at a jetty, breakwater, spit, or deposition basin; bypassing impounded material; or measuring short-term sand tracer transport rates.

Longshore sediment transport rate can be measured at temporary groins or jetties (WANG and KRAUS, 1999). This short term impoundment method has the advantage to have a reliability indicator through comparisons of volumes of updrift accumulation and downdrift erosion. However, this simple method must be applied for constant hydrodynamic conditions to be able to compare sediment transport and wave climate.

Measurement of sand tracer transport rates involves tagging the natural beach sediment with a coating of fluorescent dye or low-level radioactivity. The technique provides measurements that are particularly suitable for correlation with causative waves and longshore currents. Tracer techniques can also be used in conjunction with geologically distinct materials, such as naturally occurring mineral sediments.

Other techniques focus upon measurement of only the suspended load transport (CERC, 1998). One approach has been to pump water containing suspended sand from the surf zone, a technique which has the advantage that large quantities can be processed, leading to some confidence (WATTS, 1953, FAIRCHILD, 1972, COAKLEY and SKAFEL, 1982).

Recent studies of suspended load transport have employed optical and acoustic techniques (DAVIDSON *et al.*, 1993, CIAVOLA *et al.*, 1997, VOULGARIS *et al.*, 1998). These approaches yield continuous microscale measurements of the instantaneous suspended sediment concentrations. OBS estimations of total transport are often found to be lower than the tracer ones (CIAVOLA *et al.*, 1999). This could be explained by the fact that tracers produce an estimation of transport over the whole tidal cycle and along the whole beach, thus including swash zone transport, while OBSs (Optical backscatter sensors) can only provide data when they are fully submerged.

Sediment traps are another method for measuring suspension concentrations, usually consisting of a vertical array of sample bins which collect sediment but allow water to pass, and so can be used to examine the vertical distribution of suspended sediments and can be positioned at any location across the surf zone (e.g., KANA, 1977, INMAN *et al.*, 1980).

The only method presently suitable for distinct measurement of bed load transport is bed-load traps. These are bins which are open-ended or dug into the seabed into which the bed-load transport is to settle. There are questions as to sampling efficiency when used in the nearshore because of the potential for scour (THORNTON, 1972, WALTON *et al.*, 1985, ROSATI and KRAUS, 1989).

In this study, estimation of the longshore sediment transport was done by way of fluorescent

tracer experiments following the methodology described by HOWA *et al.* (1997) and using the automatic device developed at Bordeaux University (HOWA and De RESSEGUIER, 1994). This method provides the integrated transport rate over the tidal cycle, and whatever the mode of transport (suspended or bedload).

Sediment transport rate based upon fluorescent tracers

Monitoring dyed sand movement to determine *in-situ* beach sand transport has been used successfully since the 50's (ZENKOVITCH, 1958). Numerous studies have used sand tracers to determine sand transport rates; examples include KOMAR and INMAN (1970), KNOTH and NUMMEDAL (1977), DUANE and JAMES (1980), INMAN *et al.* (1980), KRAUS *et al.* (1982), WHITE (1987), and many others.

Such an approach requires two basic assumptions. First, the tracer material (dyed sand) behaves in the same manner as the natural sand and, second, the tracer motion can be adequately monitored to follow accurately its displacement. The first assumption is fulfilled when the tagging procedure does not alter the mechanical and hydrodynamic properties of native sediment. The second assumption is assessed by evaluating the percentage of recovery rate of the tracer during the experiment.

The physical picture by which fluorescent tracer experiments are interpreted is a simplistic two-layer model of transport, the "river of sand" model (KRAUS, 1985). The sand is assumed to move as an uniform layer of thickness Z_0 at the velocity U . The immersed weight sediment transport rate (I , Kg/m²) is given by the relationship:

$$I = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot Q = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot N_0 \cdot U \cdot Z_0$$

in which Q is the volumetric sediment transport rate, ρ_s and ρ the sand and sea water densities, and g is acceleration due to gravity. N_0 is the volume concentration of the sand within the bed (a volume concentration of 0.60, suggested by WHITE, 1987 was used). The transport velocity, U , is determined on the basis of movement of the mass centroid of the tracer cloud, divided by the time of submergence between consecutive detections.

The recovery rate, used to control if the motion of the dyed sand has been adequately monitored during the detection, R (%), is given as:

$$R = \frac{100 \cdot M_D}{M_T - M_R}$$

where M_T is the total amount of released tracer, M_R is the mass of tracer remaining at the release point and M_D is the mass of detected tracer outside the release point.

Estimates of the thickness of the moving layer is a critical point of the method (White, 1998).

The vertical concentration profiles of tracer within the sediment cores provide a record of the active sand layer. the following estimator of transport thickness was applied by White and Inman 1989 :

$$Z_0 = \frac{\sum n(z)\Delta z(z)}{N_{\max}}$$

where the summation is in the vertical, Δz is the vertical thickness of the horizontal slice, and N is the maximum tracer concentration in the core. During the experiments, a second tracer with a different colour was immersed in different places to have a direct estimation of the moving layer.

Sediment transport rates from theoretical formulations

Most field data forming the basis of empirical longshore transport prediction formulas were obtained with sand tracers (SCHOONEES and THERON, 1993). In this part, several formulae for longshore and total transport were used to compare with field tracer measurements, in order to validate a theoretical formulation to compute long term sediment transport along the shoreline.

Four theoretical formulations to compute longshore sediment transport were used: the C.E.R.C. formula, the L.C.H.F. formula, BAILARD and KAMPHUIS formulae.

The C.E.R.C. formula (Shore Protection Manual, 1984) is the most applied predictive equation for the total longshore sand transport rate Q_c in the surf zone, and it often serves as a benchmark for comparison with other empirical formulas (WANG and KRAUS, 1999). The longshore sediment transport rate is taken as proportional to the longshore wave-energy flux factor and requires only breaking wave height and angle for a given beach.

$$Q_c = aP_l \quad (1)$$

in which:

$$a = \frac{K}{(\rho_s - \rho)g(1-p)}$$

a is a conversion factor containing properties of sediment: ρ_s = sand particle density = 2650 Kg/m³, ρ = water density = 1025 Kg/m³, g = gravitational acceleration, p = porosity of sediment (1-P=0.62) and K the transport coefficient to be empirically determined. P_l is the longshore wave-energy flux factor at depth-limited wave breaking, given by:

$$P_l = \frac{1}{16\sqrt{\gamma}} \rho g^{3/2} H_{brms}^{5/2} \sin(2\vartheta_b)$$

in which γ = wave breaker index (ratio of wave height to water depth at breaking, often assumed to

be constant and equal to 0.78), H_{brms} = root-mean-square breaking wave height, and ϑ_b = breaking wave angle.

The L.C.H.F. formula (1979). The total longshore transport can be computed by:

$$Q = 1.8 \cdot 10^{-6} D^{-0.5} gCH^2T \sin(7/4\alpha) \quad (2)$$

in which H = wave height for 15m depth, C = wave steepness (=H/λ, λ is the wavelength), T = wave period, α = wave angle for 15m depth.

The BAILARD (1984) formula is the CERC equation in which :

$$K = 0.05 + 2.6 \sin^2(2\alpha_b) + 0.007 u_m/\omega_s \quad (3)$$

In which α_b = wave angle at breaking, u_m = wave maximum oscillatory speed (= $\tau \cdot (g \cdot d_b)^{1/2}$ where $\tau=0.8$ and d_b the water depth at breaking), and the fall velocity $\omega_s = D_{50}^2/18 \cdot [(\rho_s - \rho)/\mu] \cdot g$, in which μ is the kinematic viscosity (m²/s). D_{50} is the median diameter of grains.

The KAMPHUIS (1991) formula incorporates peak wave period (T_p), median sediment grain size (D) and beach slope (β) in the form:

$$Q = 6.4 \cdot 10^{-4} H_b^2 T_p^{1.5} \cdot (\tan \beta)^{0.75} \cdot D^{-0.25} \cdot \sin^{0.6}(2\alpha_b) \quad (4)$$

RESULTS

Hydrodynamic conditions

During the fieldwork experiment, the hydrodynamic conditions were relatively calm with waves from W (241-284°N), with a significant wave height (H_s) and period (T_s) ranging respectively from 0.3 to 1 m and 4 to 6s. These conditions were constant during the whole experiment, and are typical of calm winter conditions. Moreover, these low conditions can be considered as representative of the local wave climate, as they can be observed almost 80% of the time (PIRES, 1998)

Longshore currents were measured during one month along the Faro beach shoreline by way of several current-meters, located either in the breaker zone, or within the shoaling zone (fig. 3). Offshore and nearshore hydrodynamic conditions during the tracer experiments are summarised in the table 1 and figure 4 illustrates the low variations of offshore significant wave heights during the two investigated tidal cycles.

Due to the presence of the Barra Nova tidal inlet where very strong tidal current velocities (reaching 3 m/s) were measured, possible tidal influence on longshore sediment transport was studied. Figure 5 presents 10 min averaged longshore currents along

Ancão Peninsula during a neap-spring-neap tidal cycle. No correlation is observed between longshore current velocities and tidal phases, whereas a strong correlation is noted between these velocities and significant wave heights. In this context, it can be assumed that longshore current is mainly wave-induced and that tidal current in this area can be neglected in sediment transport calculations.

Figure 3 : Cross shore profile at Praia de Faro before the experiment and location of the tracer injection point and hydrodynamic measurements devices.

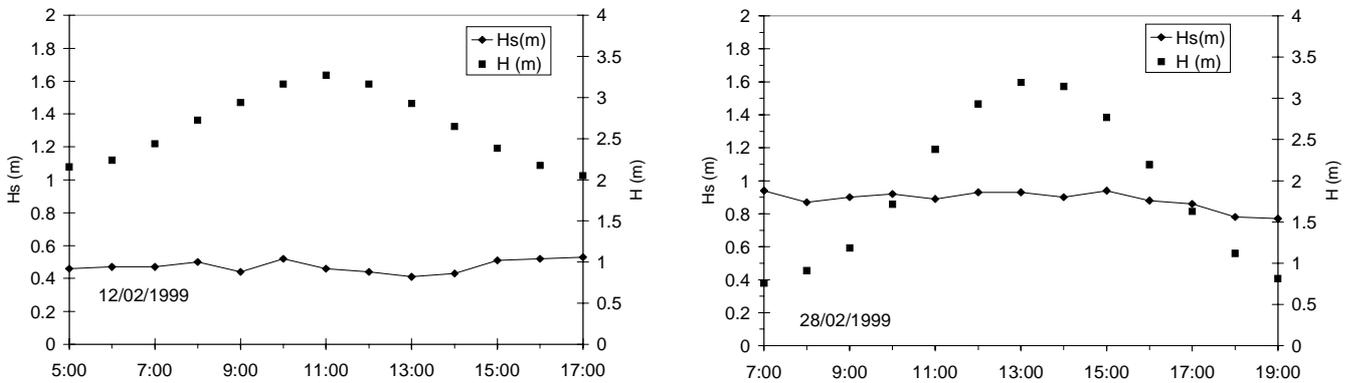
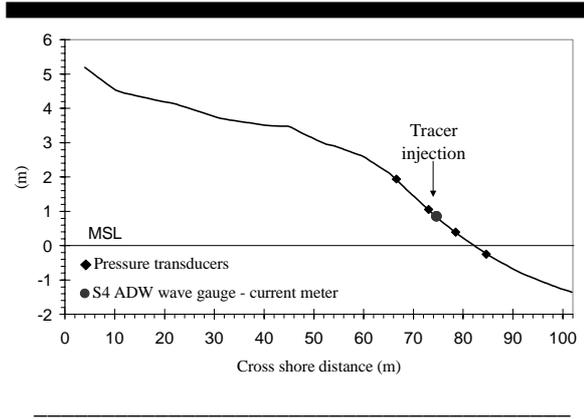


Figure 4: Hydrodynamic conditions during the tracer experiments (Hs significant wave heights, and H water elevation).

Tracer experiments	mean hydrodynamic conditions during tracer experiments					
	offshore conditions				nearshore current	
	Hs (m)	Tp (s)	Tz (s)	Dir (°)	Speed (cm/s)	Dir (°)
12/02/99	0.4-0.6	10.5-12.5	4-5.5	249-284	3.5-17.5	70-150
28/02/99	0.8-1	8.5-12	4.5-6.3	245-253	10.5-22.5	170-210

Table 1: hydrodynamic conditions during the tracer experiments

Tracer Experiment	centroid coordinates (m)		distance D (m)	Tracer thickness Zt (m)	Depth of Disturbance Z0 (m)	centroid velocity m/s * 10-6			Q (m3/s per m width * 10-6)			Recovery Rate %
	Y	X				Vy	Vx	IVI	Qy	Qx	IQI	
	12/02/99	-16.2				17.9	24.14	0	0.13	-829.5	748.75	
28/02/99	-23.81	23.002	33.106	0.01	0.08	-1025.4	990.6	1425.7	-49.22	47.55	68.44	68.5

Table 2 : tracer experiments results

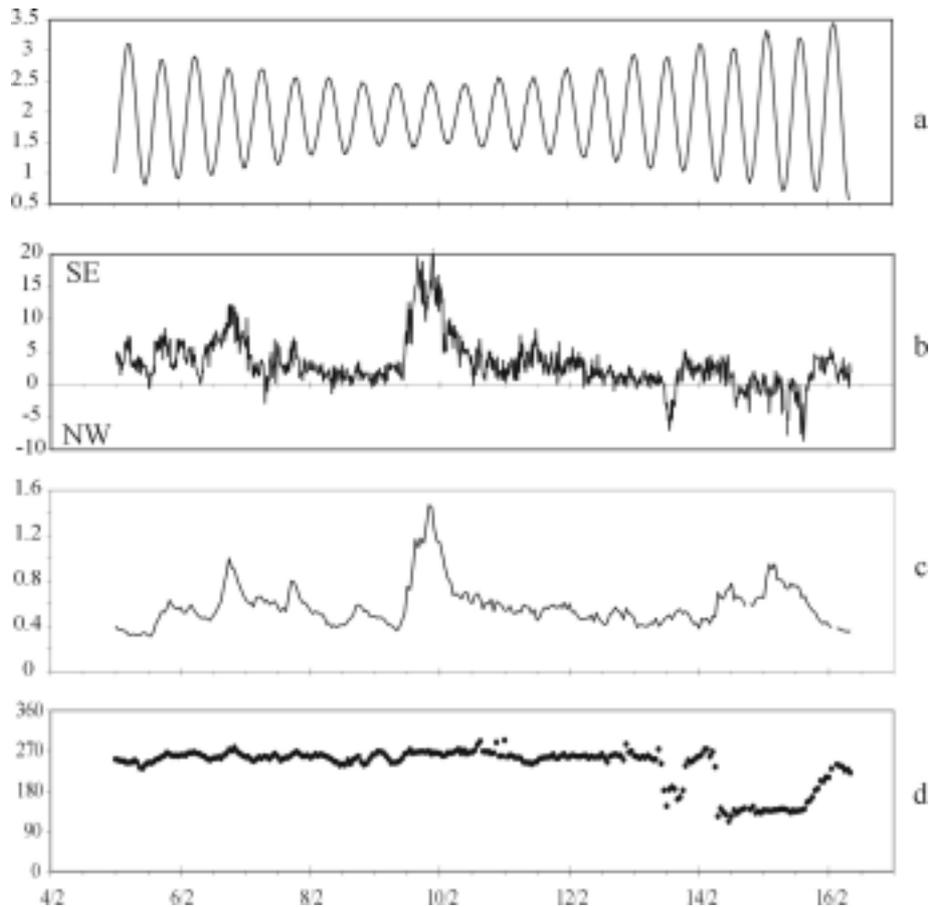


Fig. 5: Hydrodynamics measured in the nearshore at Ancão Peninsula (approximately 800 m from the Barra Nova Inlet) during a spring-neap-spring tidal cycle (a: water elevation in m/ZH, b: Longshore velocity in cm/s, c: Significant height H_s in m, d: wave direction in degrees).

Littoral transport	Sediment transport rate 12/02	Sediment transport rate 28/02
Formula	Q ($m^3/s * 10^{-3}$)	Q ($m^3/s * 10^{-3}$)
C.E.R.C	3.1	6.28
L.C.H.F.	0.147	0.13
Kamphuis	2.54	4.6
Baillard	8.5	9.34

Table 3: Predicted longshore sediment transport rates.

Tracer analysis

Results of the tracer experiments are summarised in table 2.

Two experiments were undertaken to estimate the longshore sediment transport rate: 12/02 and 28/02/1999. The first one was realised far from the inlet, where the beach slope is steep (about 0.11), yielding to a very low dissipation of energy (fig. 3). The intertidal area at this first site is 30 m width. For this experiment, the sediment mixing layer is

about 13 cm and almost all the tracer had moved. This moving layer thickness is confirmed by the different tracers immersed in this area. Estimation of the quantity of tracer detected after the tidal cycle permits to calculate the recovery rate that is between 64.2 %, and allows the quantification of the sediment transport rate. Tracer advection in the longshore direction gives a residual (over the tidal cycle) sediment transport rate of $87.16 \cdot 10^{-6} m^3/s/m$ beach width, or $2.61 \cdot 10^{-3} m^3/s$.

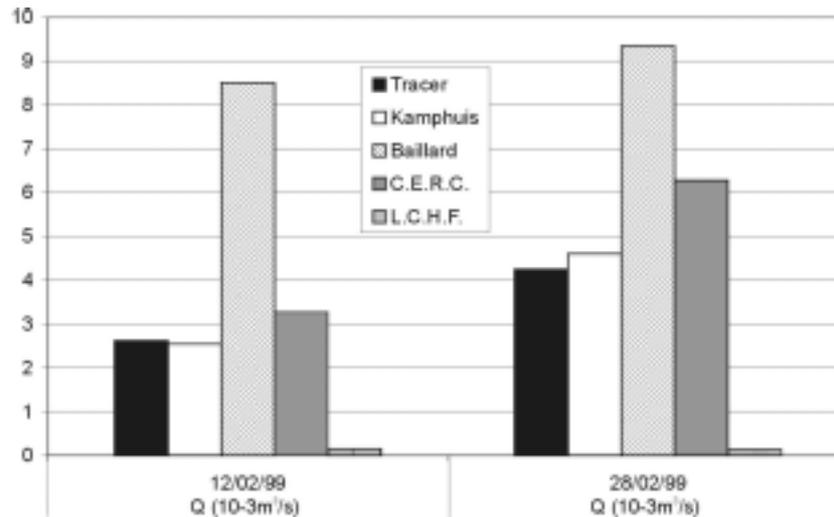


Figure 6: Comparison of predicted and measured longshore transport.

The second experiment was realised in a second site closer to the inlet, where the beach slope is less steep (0.05) and the intertidal area larger (62 m). Wave conditions for this second experiment were higher, but dissipation of energy at this site is more important than for the first experiment. In this case, the sediment mixing layer measured at different points is about 8 cm, and the calculated recovery rate is 68.5%. Tracer advection in the longshore direction gives a residual sediment transport rate of $68.44 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ beach width, or $4.24 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$.

- Empirical formulae calculations:

The theoretical formulae presented above were used in order to estimate the longshore sediment transport rate. Calculation was done for the following wave characteristics: for the first experiment (12/02), dir = 270°, T=4s, Hs=0.5m and for the second one (28/02), dir = 245°, T=5s, Hs = 0.8 m. Results are summarised in table 3 and Figure 6 presents measured and computed longshore transport rate.

The total rate of longshore transport sediment transport is significantly under-estimated when computed with the L.C.H.F. formula. It is over-estimated (twice the measured transport rate) using BAILARD and C.E.R.C formulations (evaluated with the standard empirical coefficient $K=0.77$).

Combining the field data with Equation (1) makes it possible to find an adequate value for the proportionality coefficient K used in the CERC formula. The K -value derived in this way is equal to 0.27.

The K -value can be predicted as a function of the sediment characteristics:

Using BAILARD calibration:

$$K = 0.05 + 2.6 \sin(2\alpha_b) + 0.007 \frac{U_{mb}}{W_f}$$

where U_{mb} is the maximum oscillatory velocity magnitude, obtained from shallow-water wave theory as

$$U_{mb} = \frac{k}{2} \sqrt{gd_b}$$

W_f is the fall velocity of the sediment which was measured and is about 12.92 cm/s for the studied sediment. Using BAILARD prediction formulation, we obtain a $K = 0.767$ for the 12/02 and $K = 0.50$ for the 28/02.

Other authors (del VALLE, MEDINA and LOSADA, 1993) applied an empirical relationship based on the grain size: $K = 1.4e^{(-2.5D_{50})}$ that gives a K -value of 0.40.

Different methods to predict the K coefficient to apply in the longshore sediment transport equation show differences by a factor of almost 2. Moreover, both methodologies over-estimated the K -value which is about twice the value obtained from the field data ($0.27 = 35\%$ of the original value recommended in the Shore Protection Manual (1984)). This shows the difficulty to obtain a generalisable law for this empirical parameter, and the limitation of empirical formulations (KRAUS, 1985) when applied to steep beaches under plunging wave action, as noted by JACKSON and NORDSTROM (1993), SHERMAN *et al.* (1994) and CIAVOLA *et al.* (1997). Of course, due to the restricted data of sediment transport in the area, the present study does not introduce new empirical formulas, but just points out the errors that can be done using recommended empirical value for generalisation.

It can be seen that for both experiments, the Kamphuis formula appears to be the more appropriate to estimate longshore transport rates. This result is consistent with previous comparisons

of tracer data with theoretical formulations during low hydrodynamic conditions (MICHEL, 1997).

Kamphuis formula, which was the more appropriate in our case was used to extrapolate the longshore transport rate in the area. Real wave data, recorded during the field campaign, was used, and the longshore transport rate obtained for February 1999 is about $10500 \text{ m}^3/\text{month}$.

Morphology interpretation

Beaches of Ancão Peninsula can be classified as Low tide Terrace and rip (MASSELINK and SHORT, 1993), with a generic reflective to intermediate behaviour (FEIRRERA *et al.*, 1997). Beach profile during the 12/02 is represented in figure 3. However, the morphodynamic state of these beaches changes from intermediate/dissipative conditions during low tide to highly reflective at high tide. Beach morphology is characterised by the presence of well-developed beach cusps, maintained by the swash circulation (BALOUIN *et al.*, 2000). Closer to the tidal-inlet, these beach cusps are disappearing and the low-tide terrace becomes larger. Due to this morphology of the shoreline, the longshore transport occurs mainly along the berm slope where most of the incident wave energy acts.

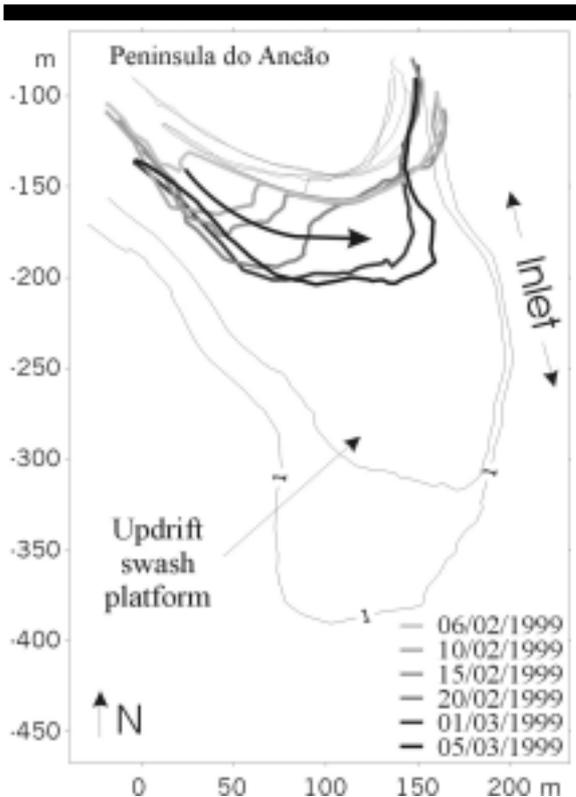


Figure 7 : Evolution of the sand Bar attached to the berm from 6th of February to 1st of March.

The updrift part of the ebb-tidal delta, at Ancão spit, is formed by three sandy swash bars separated

by small channels (Fig. 2 and 8), forming a well-developed swash-platform which extends 300-400m seawards (BALOUIN and HOWA, 2000). The first bar B1 is attached to the berm on its western part, and separated on the eastern part by a trough. The second bar extends on the major part of the zone, and the third bar B3, is located on the seaward south part.

During these low hydrodynamic conditions, morphodynamics of the swash platform was characterised by a sand accretion, a migration toward the inlet, and a construction of a sandy spit at the extremity of the shoal platform which connects with the terminal lobe of the ebb delta (Fig. 2) (BALOUIN *et al.*, 2001).

The first bar, B1, is developing along the berm and supplied exclusively by the longshore drift due to the sheltering effect from the swash platform, which reduces considerably the incident energy reaching this area. This bar has accreted very rapidly (approximately 11000 m^3 in one month) and migrates toward the inlet with a velocity of 60m per month (see figure 7). Sediment on this bar has approximately the same characteristics as the sediment encountered on the berm slope of the open beach (grain size about 0.5 mm, quite homogeneous).

DISCUSSION

Fluorescent sand tracer has been used to make short-term estimates of longshore sand transport for given wave conditions. The first experiment was done at approximately 800 m westward from the Barra Nova tidal-inlet (figure 8). The tracer moved 25m eastwards. The intertidal zone was approximately 30m in width giving a residual transport toward the inlet of $2.61 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$. A second experiment was done the 28/02/99 on the updrift coast, at approximately 250 m NW from the inlet. The intertidal zone is larger (62 m). We obtain a sand transport eastward of $4.24 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$. For similar conditions ($H_s = 0.3\text{-}0.4 \text{ m}$, same wave angle) on Culatra beach on the Ria Formosa barrier Island, CIAVOLA *et al.* (1997) found rates of tracer advection in a longshore direction of $2.3 \cdot 10^{-3}$, $1.38 \cdot 10^{-2}$ and $2.3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ for 3 successive tides, explaining the strong transport rate of the second tide by a strong increase of the wind velocity. So it can be considered that important transport rates quantified by the fluorescent tracers during these experiments are usual in this area where activation layer thickness is known to be important.

These results were used to validate one of the most applied theoretical formulations for sediment transport. Kamphuis' formula, which is already known to give a best estimation for low hydrodynamic conditions (MICHEL, 1997), was validated and used to extrapolate the medium term

sediment transport. Hydrodynamic conditions remained relatively stable and low during the fieldwork period (end of February to beginning of March 1999), and these conditions are considered to be typical for winter fair weather conditions and summer conditions. This wave data, recorded during the field campaign in Algarve was used in Kamphuis' formulation to obtain an estimation of the real medium term sediment transport rate. The longshore drift predicted during this fair weather condition is 10500 m³/month.

This sediment flux toward the tidal-inlet is also validated by the sand bar accretion at Ancão Peninsula extremity. The variation of volume of this bar was about 11000 ± 500 m³/month (BALOUIN *et al.*, 2001). This volume represents the sediment provided by the longshore drift to the updrift swash platform (BALOUIN, 2001; BALOUIN *et al.*, 2001) and provides a good validation of the transport rate estimated by the validated equation.

This study permitted us to obtain a well validated longshore transport rate along Ancão Peninsula beaches during the low hydrodynamic conditions. This estimation of the fair weather transport rate is essential for several reasons:

- these conditions, that can be qualified as typical fair weather conditions from SW represents almost 80% of the annual conditions in this area (PIRES, 1998).
- moreover, the main objective of this study was to provide the longshore drift contribution to the stability and development of the Barra Nova inlet and we know that construction of the ebb-tidal delta will occur during this construction period and can be entirely destroyed during storm events.
- the major feature of the inlet evolution is the migration of the whole system eastward (VILA *et al.*, 1999). We know that this migration results from storm events that yield to the destruction of the dune on Baretta island (MORRIS *et al.*, 2001), and then the system responds to this enlargement of the channel by the reconstruction of the delta and the development of Ancão spit to recover its "equilibrium shape".

To document this hypothesis of spit adjustment after the storms, the analytical model of spit growth restricted by a tidal-inlet developed by KRAUS (1999) was applied. Using wave data for the years 1998-1999 of the INDIA database and the statistical repartition of hydrodynamic conditions in the area during the last 25 years (PIRES, 1998) in the formulation of Kamphuis, the annual sediment transport rate by the longshore drift along the adjacent updrift coast was calculated assuming a mean beach slope of 11 %.

According to KRAUS (1999), the tidal current will tend to transport material off the tip of the spit, slowing its growth. The competing processes of channel infilling by longshore transport and of

channel scouring by tidal discharge maintain balance and equilibrium channel cross sectional area. Using his formulations, the measured longshore drift on Ancão Peninsula is able to provide a spit growth of 60 m, and considering that this spit growth will imply an equivalent migration of the channel, we obtain a channel migration of 60 m/yr.

Different authors have calculated inlet migration rates within the Ria Formosa context, obtaining values of tens of m per year (PILKEY *et al.*, 1989 (>30m/yr), ANDRADE, 1990, BETTENCOURT, 1994) to an extreme value of 670m/yr (GRANJA, 1984). VILA *et al.* (1999) have shown that the old Ancão inlet migration rate is variable and follows the evolution stage of the inlet (increasing migration, and then shifting). The average migration rate of the old Ancão inlet was about 80 m/yr from 1976 to 1989.

This calculation of the migration rate of the channel using the longshore transport estimated by tracers permits us to validate once more the tracer methodology. Moreover, this confirms that this way to estimate sediment transport along a particular stretch of shoreline, is not only useful for short-term studies, but can also be of major importance in the long term survey of such a system, assuming that the experiment is representative of the environment.

CONCLUSION

The aim of this study was to investigate the longshore transport occurring from W to E on the beaches of Ancão Peninsula that are located on the updrift coast of the Barra Nova tidal-inlet.

Fluorescent tracers were used to measure this sediment transport, and results were validated by other fields measurements (hydrodynamics, morphology evolution, ...). These results were used to choose a theoretical formulation of transport rate in order to extrapolate the sediment fluxes. Kamphuis formula, known to be more accurate with low hydrodynamic conditions, was considered to be the most appropriate in this environment, whereas the other formulas, widely applied, give too high transport rates pointing out the limitations of transport models without proper calibration.

This paper presents the quantification of the longshore drift along a shoreline by the fluorescent tracers technique, which offers many advantages for estimating sediment transport: reproducibility, low cost and low environmental impact and that can be applied in routine. This study shows that if tracers are known to provide a good estimation of short-term transport rates and for known hydrodynamic conditions, a good knowledge of the environmental context (long-term evolution, long term wave data) make possible a long-term extrapolation of results easily obtained and accurate enough for engineering purposes.

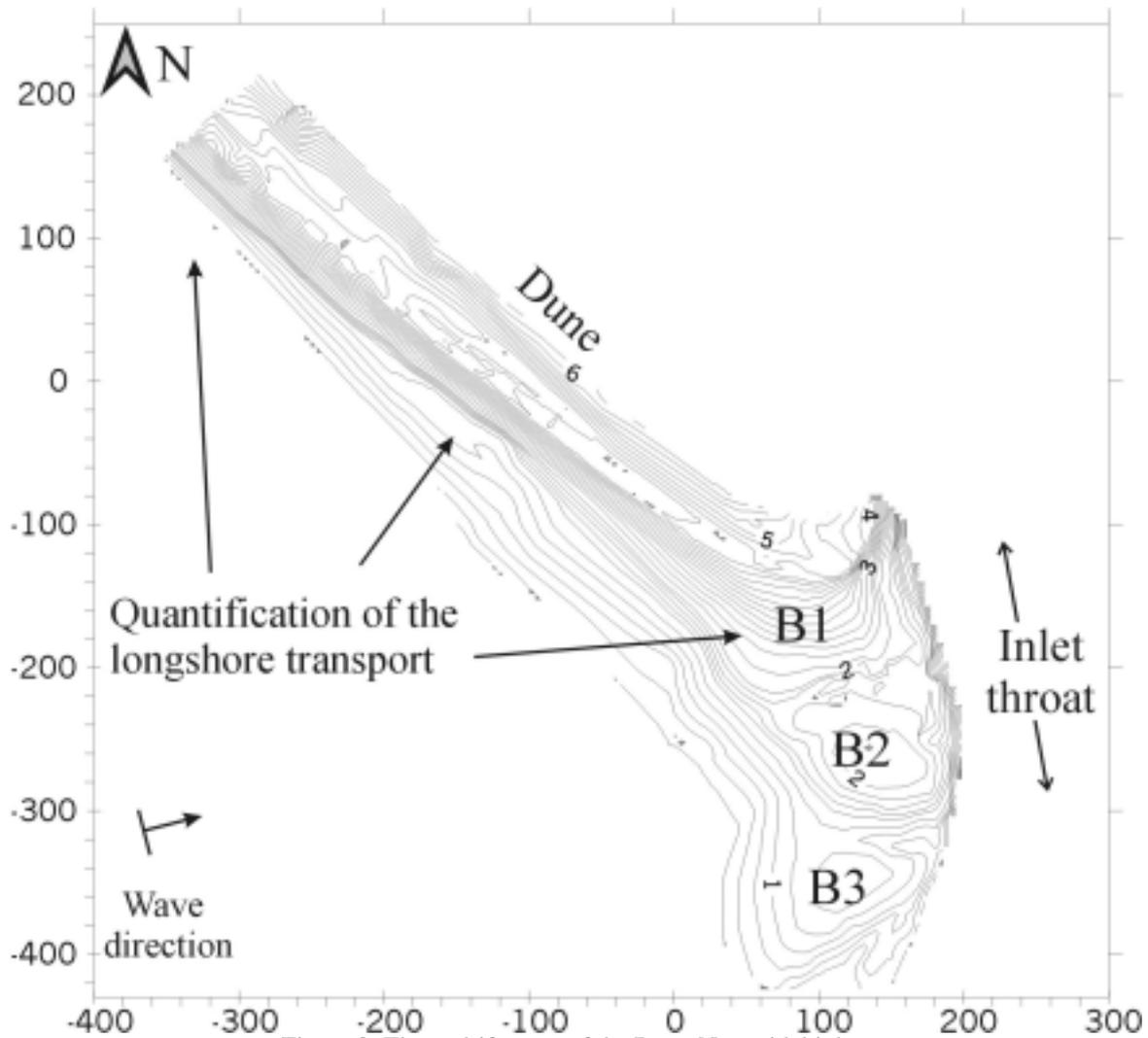


Figure 8: The updrift coast of the Barra Nova tidal inlet.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was realised within the MAST III - INDIA project, and funded by the European community commission under the MAST contract N°. MAS3-CT-0106.

The authors would also like to thank the editor and reviewers of this manuscript for their diligent work and constructive criticism of this contribution.

REFERENCES

ANDRADE, C., 1990. O ambiente de Barreira da Ria Formosa, Algarve, Portugal. *PhD Thesis*, Department of Geology, University of Lisbon, Portugal, 645 p.

BAILLARD, J. A. 1984. "A Simplified Model for Longshore Sediment Transport," *Proceedings, 19th International Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, New York, pp 1454- 1470.

BALOUIN, Y. and HOWA, H., 2000. Morphodynamics of a swash bar in the context of the evolution of a swash platform associated to an ebb delta. *Proceedings of the International workshop on Marine Sandwave Dynamics*, Lille, march 2000.

BALOUIN, Y., HOWA, H. and RAFECAS, N., 2000. Morphodynamique de croissants de plage, Plage de Faro, Sud Portugal. *Proceedings of the 7th Colloque de l'Union des Océanographes Français*, La Rochelle, France, June 2000.

BALOUIN, Y., 2001. Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents - Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal. *PhD thesis* University of Bordeaux, France, 299p., (in french).

BALOUIN, Y., HOWA, H. and MICHEL, D., 2001. Construction of the swash platform associated to an ebb-tidal delta during fair weather conditions, The Barra Nova inlet, South

- Portugal. *Journal of Coastal Research* 18 (3): 883-904.
- BETTENCOURT, P., 1994. Les environnements sédimentaires de la côte Sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur évolution Holocène et actuelle. *PhD thesis*, Department of Geology and Oceanography, University of Bordeaux I, Bordeaux, France, 2 volumes.
- C.E.R.C. (Coastal Engineering Research Centre, USACE), 1998. *Coastal Engineering Manual*, Part III, n° EC 1110-2-292, 31st March 1998.
- COAKLEY, J.P. and SKAFEL, M.G., 1982. Suspended sediment discharge on a non-tidal coast, *Proceedings of the 18th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp.1288-1304.
- CIAVOLA, P., TABORDA, R., FERREIRA, O., DIAS, J.A., 1997. Field measurements of longshore sand transport and control processes on a steep meso-tidal beach in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 13- 4, pp.1119-1129.
- CIAVOLA, P., TABORDA, R., FERREIRA, O., DIAS, J.A., 1999. Sand transport measurements on beaches: An intercomparison between fast response sensors (OBS) and fluorescent tracer dispersal. *Proceedings of the Coastal Sediments' 99 conference*. Pp.955-970.
- DAVIDSON, M.A., RUSSELL, P.E.; HUNTLEY, D.A. and HARDISTY, J., 1993. Tidal asymmetry in suspended sand transport on a macrotidal intermediate beach. *Marine Geology*, 110, pp. 333-353.
- Del VALLE, R., MEDINA, R., and LOSADA, M. A. 1993. "Dependence of Coefficient K on Grain Size, Technical Note No. 3062, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol 119, No. 5, September/ October, pp 568-574.
- DIAS, J.M.A. and NEAL, W.J., 1992. Sea cliff retreat in southern Portugal: Profiles, Processes and problems. *Journal of Coastal Research*, V. 8 - 3 , pp. 641-654.
- DUANE, D.B. and JAMES, W.J., 1980. Littoral transport in the surf zone elucidated by an eulerian sediment tracer experiment. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, pp. 929-942.
- FAIRCHILD, J.C., 1972. Longshore transport of suspended sediment. *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp.1069-1088.
- FERREIRA, O., MARTINS, J.C. and DIAS, J.M.A., 1997. Morfodinamica e vulnerabilidade da Praia de Faro. *Proceedings of the seminário sobre a zona costeira do Algarve*. EUROCOAST Portugal, Faro, Portugal, pp.67-76.
- GRANJA, H., FROIDEFOND, J.M., PERA, T., 1984. Processus d'évolution morpho-sédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, France, 254 pp.
- HOWA, H. and De RESSEGUIER, A., 1994. Application of a fluorescent grain detector/ counter for sand transport evaluation in the littoral zone. *Proceedings of Ocean OSATES 94*, v. 3, pp.254-257.
- HOWA, H., De RESSEGUIER, A., MICHEL, D., 1997. Quantification des déplacements sableux en domaine littoral - Calculs théoriques et traçages fluorescents. *Colloque Franco Brésilien, Aquitaine Ocean*, 3, 79-91.
- INMAN, D.L., ZAMPOL, J.A., WHITE, T.E., HANES, D.M., WALDORF, B.W., and KASTENS, K. A. 1980. "Field Measurements of Sand Motion in the Surf Zone," *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp 1215-1234.
- JACKSON, N.L. and NORDSTROM, K.F., 1993. Depth of activation of sediment by plunging breakers on a steep sandy beach. *Marine Geology*, 115, 143-151.
- KAMPHUIS, J. W., DAVIES, M. H., NAIRN, R. B. et SAYAO, O. J., 1986. Calculation of littoral sand transport rate. *Coastal Engineering*, v. 10, pp. 1-21.
- KAMPHUIS, J. W. 1991. "Alongshore Sediment Transport Rate," *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 117(6), pp 624-640.
- Kana, T. W. 1977. "Suspended Sediment Transport at Price Inlet, S.C.," *Proceedings of Coastal Sediments'77*, American Society of Civil Engineers, pp 366-382.
- KNOTH, J. S., and NUMMEDAL, D. 1977. "Longshore Sediment Transport Using Fluorescent Tracer," *Proceedings of Coastal Sediments '77*, American Society of Civil Engineers, pp 383-398.
- KOMAR, P. D., and INMAN, D. L. 1970. "Longshore Sand Transport on Beaches," *Journal of Geophysical Research*, Vol 75, No. 30, pp. 5914-5927.
- KRAUS, N.C., 1985. Field experiments on vertical mixing of sand in the surf zone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 3-14.
- KRAUS, N.C., 1999. Analytical model of spit evolution at inlets. *Proceedings of Coastal*

- Sediments* 99, ASCE, 1999, New York, Long Island, pp. 1739-1754.
- KRAUS, N. C., ISOBE, M., IGARASHI, H., SASAKI, T. O., and HORIKAWA, K. 1982. "Field Experiments on Longshore Sand Transport in the Surf Zone," *Proceedings, 18th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp 969-988.
- MASSELINK, G. and SHORT, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785-800.
- MICHEL, D., 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. *Thèse 3^{ème} cycle*, Université Bordeaux I, 162 p.
- MORRIS, B.D., DAVIDSON, M.A., HUNTLEY, D.A., .Measurements of the Response of a Coastal Inlet Using Video Monitoring Techniques. *Marine Geology*, 175, p.251-272.
- O'CONNOR, B.A., WILLIAMS, J.J., ARENS, B., DAVIDSON, M.A., DIAS, J.M.A., HOWA, H., SARMENTO, A. and VOULGARIS, G., 1998. "The INDIA Project", *Third Marine Science and Technology Conference Sponsored by the European Commission*, 23-27 May, 1998. Lisbon, Portugal. 4pp.
- O'CONNOR, B.A., PAN, S., PIRES, O.H., DIAS, J.M.A., SILVA, A.J., HALE, I., ROSE, C. and WILLIAMS, J.J., 1998. Environmental data, Peninsula Ancao, Algarve, Portugal. *Report CE/02/98, Univ. of Liverpool*, Department of Civil Engineering, May 1998, 18 p.
- PILKEY Jr, O.H., NEAL, W.J., MONTEIRO, J.H., DIAS, J.M.A., 1989. Algarve Barrier Islands: A noncoastal-Plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 5, 239-261.
- PIRES, O.H., 1998. Project INDIA. Preliminary report on wave climate at Faro. Instituto de meteorologica, IST, Lisbon, April 1998, 38p.
- ROSATI, J. D., and KRAUS, N. C. 1989. "Development of a Portable Sand Trap for Use in the Nearshore," *Technical Report CERC-89-11*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- SCHOONEES, J.S. and THERON, A.K., 1993. Review of field database for longshore sediment transport. *Coastal Engineering*, 19, 1-25.
- SHERMAN, D.J., NORDSTROM, K.F., JACKSON, N.L. and ALLEN, J.R., 1994. Sediment mixing depths on a low-energy reflective beach. *Journal of Coastal Research*, 10, 297-305.
- SHORE PROTECTION MANUAL*. 1984. 4th ed., 2 Vol, U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station, U. S. Government Printing Office, Washington, DC.
- THORNTON, E. B. 1972. "Distribution of Sediment Transport Across the Surf Zone," *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp 1049-1068.
- VILA, A., DIAS, J.M.A., FERREIRA, O. and MATIAS, A., 1999. Natural evolution of an artificial inlet. *Proceedings of Coastal Sediments '99* - Long Island, New York, June 1999, pp. 1478-1488.
- VOULGARIS, G., SIMMONDS, D., MICHEL, D., HOWA, H., COLLINS, M.B. and HUNTLEY, D.A., 1998. Measuring and modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: An intercomparison. *Journal of Coastal Research*, 14 -1, pp 315-330.
- WALTON, T. L., THOMAS, J. L., and DICKEY, M. D. 1985. "Cross-shore Distribution of Sediment Transport at a Weir Jetty," *Australasian Conference on Coastal and Ocean Engineering*, Christchurch, New Zealand, 2-6 December, pp 525-535.
- WANG, P. and KRAUS, N.C., 1999. Longshore sand transport rate measurement and quantification of uncertainties. *Proceedings Coastal Sediments' 99*, pp. 770-785.
- WATTS, G.M., 1953. "Development and Field Test of a Sampler for Suspended Sediment in Wave Action," *Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 34*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- WHITE, T. E. 1987. "Nearshore Sand Transport," *Ph.D. diss.*, University of California, San Diego.
- WHITE, T. E., 1998. Status of measurement techniques for coastal sediment transport. *Coastal Engineering*, 35, pp. 17-45.
- WHITE, T.E. and INMAN, D.L., 1989. Transport determination by tracers. In: Seymour, R.J. (eds.) *Nearshore Sediment Transport*, Plenum Press, pp.115-128.
- WILLIAMS, J.J., ARENS, B., DAVIDSON, M.A., DIAS, J.M.A., HOWA, H., O'CONNOR, B.A., SARMENTO, A. and VOULGARIS, G., 1998. "INDIA: Inlet Dynamics Initiative: Algarve", *Proceedings Oceans' 98*, 28 September-1 October, Nice France.
- ZENKOVITCH, V. P. 1958. "Fluorescent Substances as Tracers for Studying the Movement of Sand on the Sea Bed, Experiments Conducted in the U.S.S.R.," *Dock and Harbor Authority*, Vol 40, pp 280-283.

C - Flux sédimentaires sur les barres de swash du delta de jusant

Lorsque l'on se rapproche de l'embouchure de la Barra Nova, l'influence de la marée est de plus en plus forte, et les processus de transport sédimentaire sont largement influencés par les phases de flot et de jusant.

Les flux sédimentaires sur les barres de swash sont associés à des processus complexes, dus à l'interaction vagues/courants dans cette zone, mais également aux interactions des vagues incidentes et des vagues réfractées sur ces barres, qui sont connues pour augmenter le taux de remise en suspension (crossing crests, Oertel, 1975). Si l'on veut comprendre et quantifier les processus hydrosédimentaires de la côte amont de la Barra Nova, les flux sédimentaires sur ces barres doivent être appréhendés.

L'objectif de cette partie est donc de quantifier la morphodynamique de la plate-forme de swash amont, avec une attention particulière aux processus des barres de swash. La méthodologie est sensiblement la même que pour la quantification du transit littoral. Le transport sédimentaire résiduel est appréhendé par des traçages fluorescents associés à des mesures courantométriques précises. Dans le but de préciser les conditions de validité de la méthode de traçage dans un tel environnement, une analyse statistique des paramètres granulométriques a également été réalisée.

C - 1 - Evolution morphologique

L'évolution du delta de jusant et de la plate-forme de swash amont faisant l'objet du chapitre suivant, il ne sera abordé ici que l'évolution des barres de swash B2 et B3.

L'évolution de la morphologie de la plate-forme de jusant de la côte amont de l'embouchure a été suivie à l'aide de relevés topographiques réguliers (tous les 4-5 jours). La figure V - 10 présente un profil de ces barres extrait de la topographie 3D de la plate-forme de swash amont effectuée le 6/02/99. Il s'agit d'une coupe N-S montrant la présence de trois barres sableuses: la barre B1 accolée à la berme, qui résulte de l'apport de sédiments le long de la péninsule d'Ancão, la barre B2 et la barre B3, qui sont deux barres de swash bien formées.

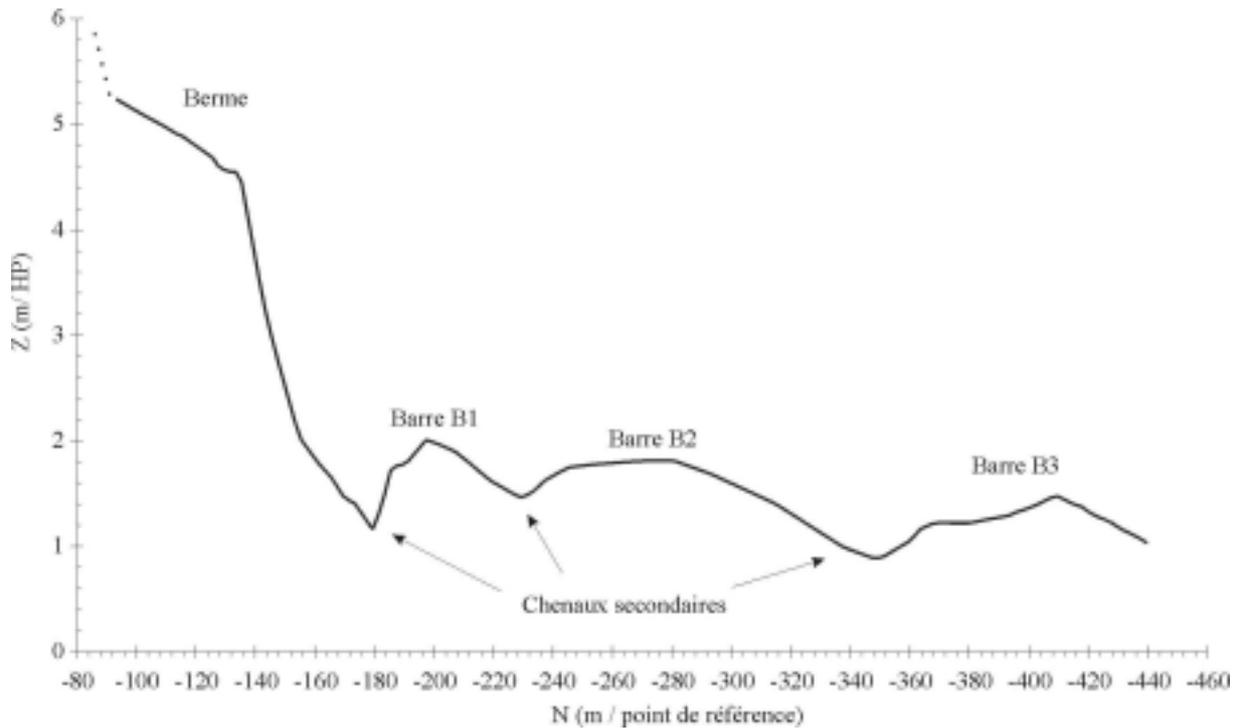


figure V - 10: Coupe Nord-Sud de la plate -forme de swash de la côte amont (06/02/1999). *N-S Profile of the updrift swash platform, ebb-tidal delta.*

La barre B3 restant partiellement immergée lors des mortes-eaux, c'est sur la barre B2 que se sont concentrées les mesures. Cette barre s'étend sur la majeure partie de la plate-forme de swash de la côte amont, avec des dimensions de l'ordre de 50 x 60 m.

La figure V - 11 met en évidence le déplacement progressif de la barre, symbolisée par la courbe de niveau 1.9m/ZH qui représente le mieux l'extension de la barre. L'évolution de la barre dans un profil nord-sud (figure V - 12) est caractérisée par une progressive migration vers la côte du 06/02 au 15/02. Le 20/02/1999, la barre a reculé et sa forme a été considérablement modifiée, en raison de la combinaison de la vive-eau et de vagues légèrement plus puissantes ($H_s = 0.8-1$ m) le 18/02. Puis, après cette période, la migration de la barre reprend. La forme lissée du profil le 5 mars ne traduit pas une érosion de la barre, mais un déplacement de celle-ci perpendiculairement au profil.

L'évolution dans un profil ouest-est est elle aussi caractérisée par une très importante migration (figure V - 13) avec un déplacement de plus de 20 m en 8 jours du 20 février au 1er mars.

Des estimations du volume de la barre ont été calculées à l'aide du logiciel Surfer (Microsoft golden software). L'erreur associée à ce type d'estimation est de l'ordre de 8% de la mesure. La figure V - 14 représente les résultats obtenus. Les volumes de la barres B2 ont

légèrement augmenté (environ $+650 \text{ m}^3$ en 1 mois). Ces variations de volumes sont très faibles par rapport aux volumes mis en jeu sur la plate-forme de swash (plus de 10000 m de sable sont apportés par la dérive littorale pour la même période) ou sur la barre B1 (voir section II).

Donc par beau temps, la barre migre progressivement vers la côte et vers l'embouchure sous l'action des vagues incidentes. Il n'y a pas de processus de dépôt significatifs sur ces barres de swash et la migration se fait à volume relativement constant.

Dès que les vagues forçissent (mini coup de vent du 18/02) les barres de swash réagissent en reculant vers le large. Le retour du beau temps réactive la migration on-shore des barres.

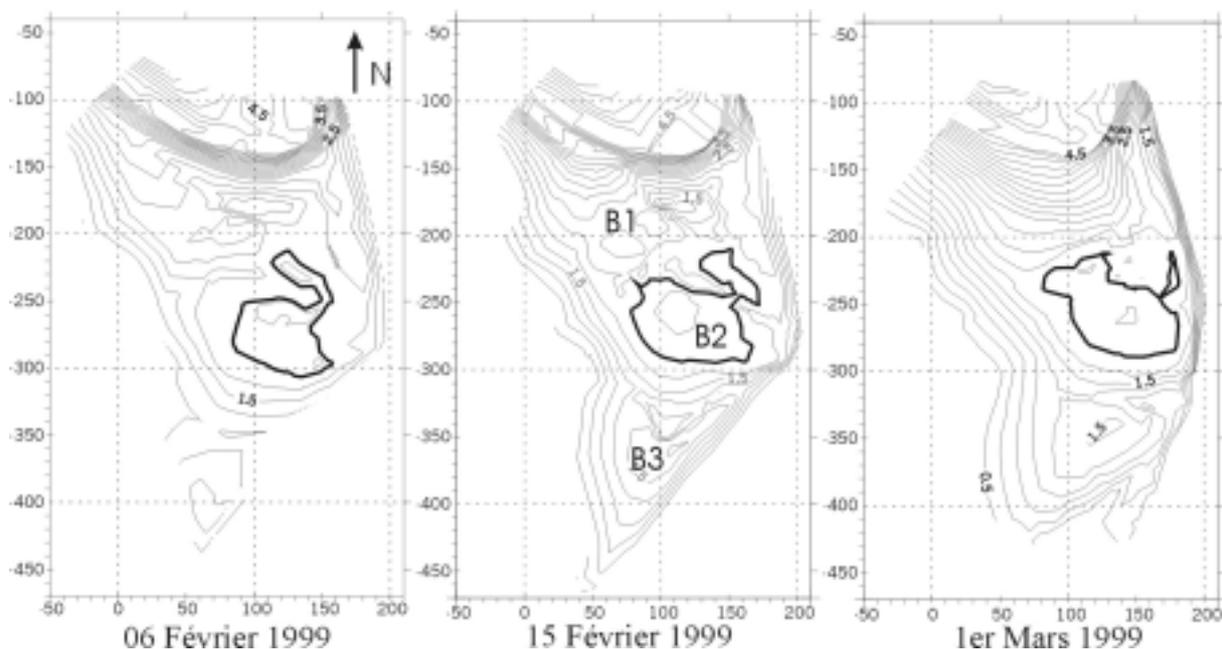


Figure V - 11: Evolution de la plate-forme de swash pendant la campagne. La courbe de niveau en gras (1.9 m /ZH) représente l'extension approximative de la barre B2.
Evolution of the updrift swash platform during the fieldwork. The bold contour (+ 1.9 m/ZH) represents the approximative extension of the swash bar B2.

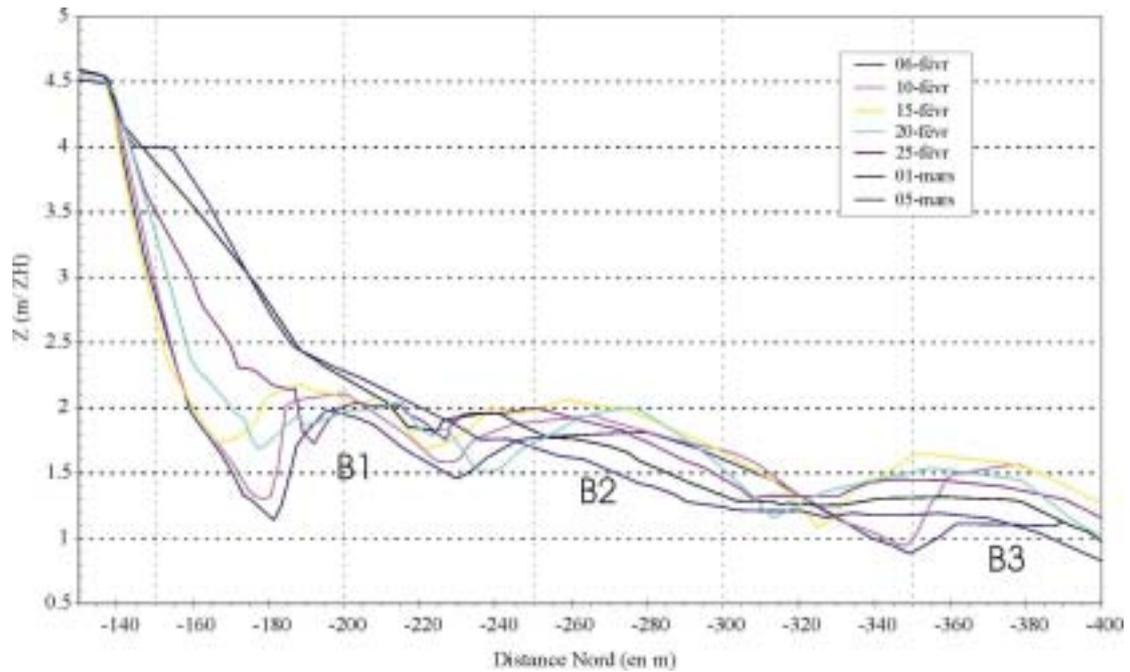


Figure V - 12: Evolution de la plate-forme de swash de la partie amont du delta de jusant. *Coupe longitudinale.*
Evolution of the updrift swash platform, N-S profile.

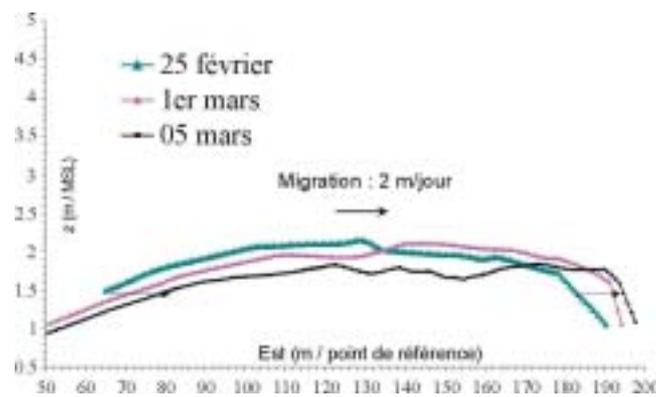


Figure V - 13: Evolution morphologique de la barre B2, coupe transversale. *Evolution of swash bar B2, W-E profile.*

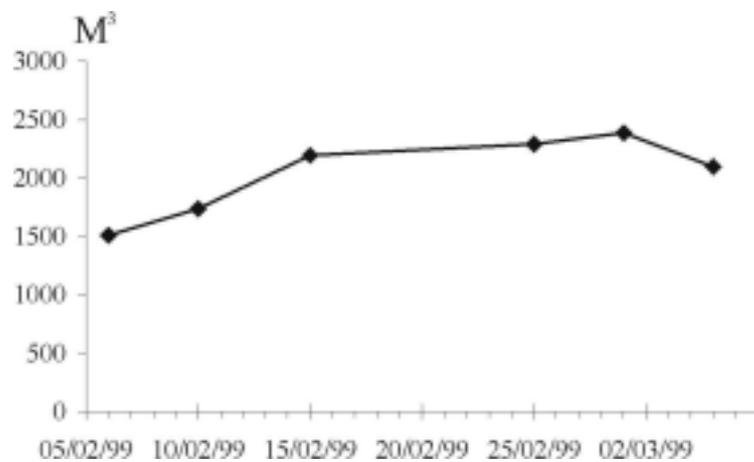


Figure V - 14: Evolution du volume de la barre B2 pendant la campagne. Le volume de la barre le 20/02/99 n'a pas été comptabilisé en raison de la déformation de la barre qui imposait une aire de calcul trop différente de celles des autres suivis. *Volume variation of B2. 20/02/99 survey was not taken into account due to deformation of the bar inducing an important difference of calculation area.*

C - 2 - Traçages

Deux expériences de traçages fluorescents ont été réalisées sur la barre B2 afin de quantifier les flux de sédiment sur ces barres très actives. La première, le 6/02/1999, a été effectuée sur la partie interne de la barre, à proximité du chenal principal (voir figure V - 15). Le traceur fluorescent a été immergé à marée haute, afin d'estimer l'influence du jusant sur les transports sédimentaires associés à ces barres de swash. Le deuxième traçage a été effectué le 1/03/1999 sur le flanc externe de cette même barre B2 et intègre cette fois le transport sur le cycle tidal entier (figure V - 16).

L'hydrodynamique de la zone, et en particulier à proximité du point d'immersion du traceur a été enregistrée à l'aide de plusieurs courantomètres (figure V - 18). Les conditions de vagues au large pour ces deux expériences sont résumées dans le tableau V - 3. Il s'agit de vagues d'ouest de hauteur significative de l'ordre de 0.5 à 0.8 m, donc représentatives du régime hydrodynamique de beau temps, H1.

Traçages	Conditions hydrodynamiques au large			
	Hs (m)	Tp (s)	Tz (s)	Dir (°)
06/02/99	0.5-0.9	3.8-4	3.2-3.6	253-277
01/03/99	0.7-0.9	10.5-12.5	6.4-7.2	241-251

Tableau V - 3 : Conditions hydrodynamiques au large pendant les traçages fluorescents. *Hydrodynamic conditions during the tracer experiments on the swash bars.*

Lors du traçage du 6 février, plusieurs courantomètres étaient positionnés sur la zone. Ils ont permis de mettre en évidence la circulation hydrodynamique sur la plate-forme de swash, caractérisée par une forte influence de la marée dans les chenaux secondaires de la plate-forme, alors que les barres présentent des champs de courant plus uniformes, associés aux vagues. Les courants sur le flanc interne de la barre B2, au point de traçage, sont eux principalement des courants de marée, dirigés vers le sud-sud-est pendant la phase de jusant. Ces courants s'opposent à la houle incidente qui a déferlé sur la barre B2 et qui continue sa propagation vers la côte.

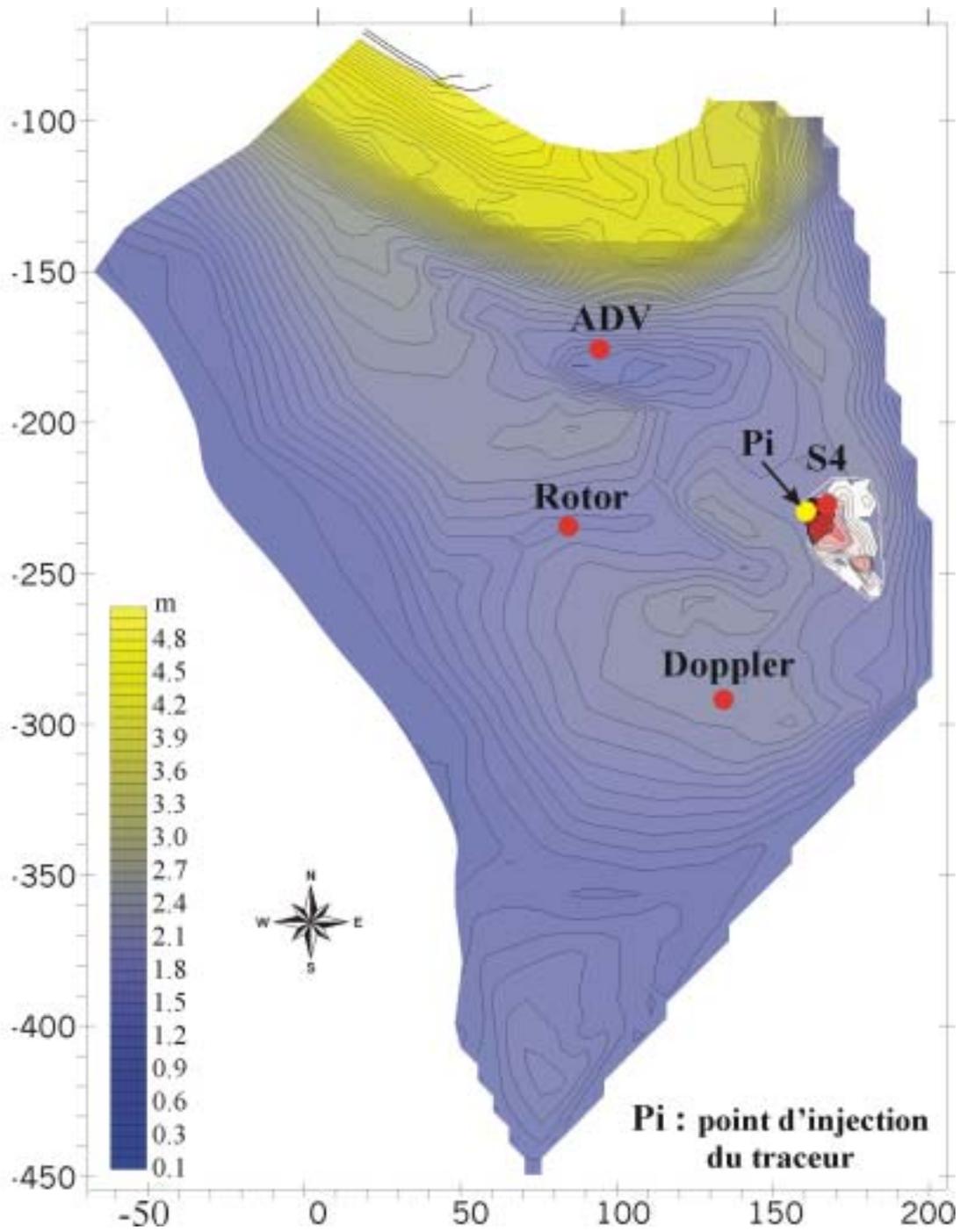


Figure V - 15: traçage fluorescent du 6/02/1999. Extension du traceur et déploiement de l'instrumentation.
Fluorescent tracer experiment of the 06/02/99. Tracer cloud and location of current-meters.

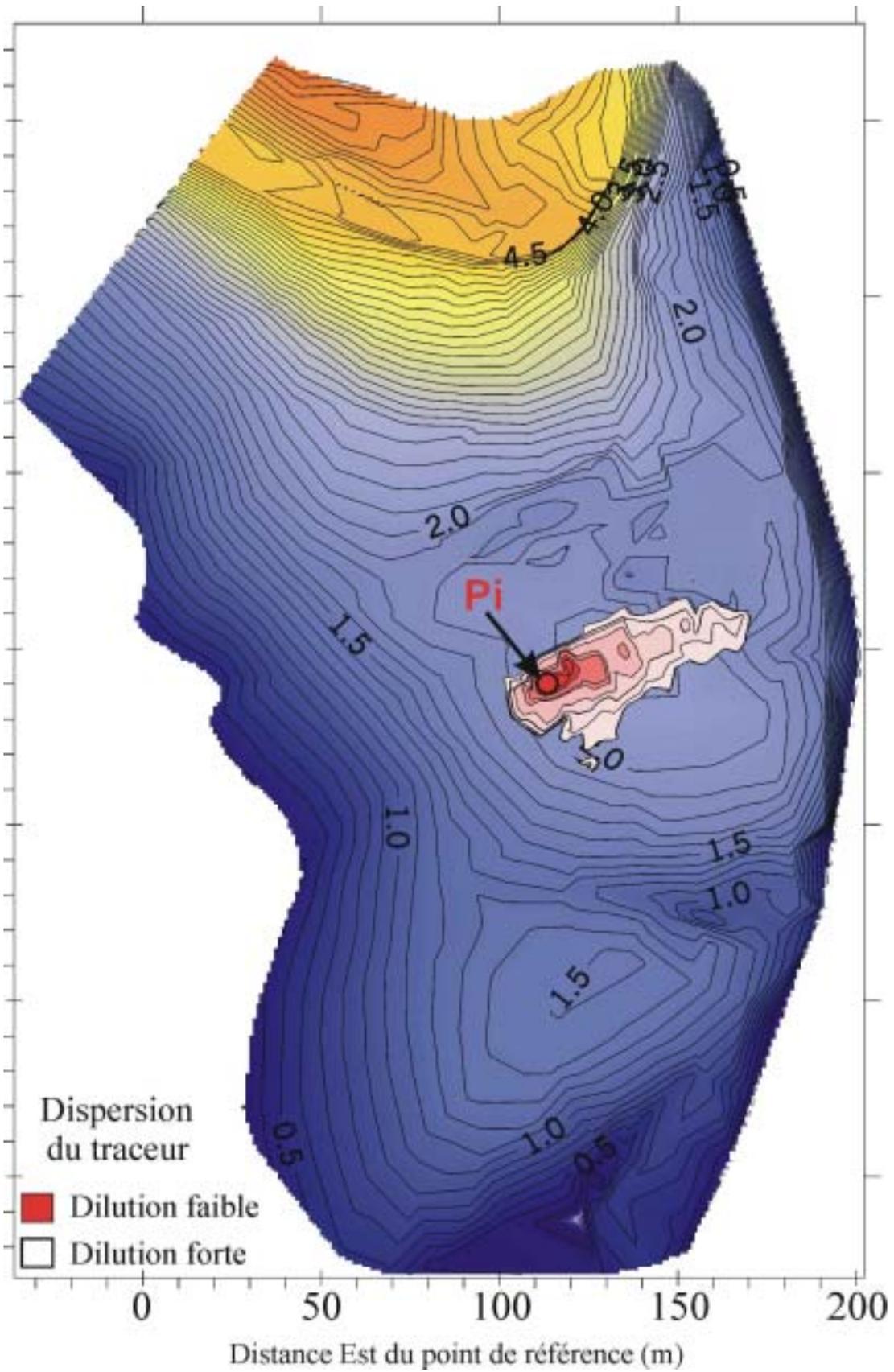


Figure V - 16: Traçage du 1er mars 1999. Localisation et extension du nuage fluorescent, Pi: point d'injection du traceur). *Fluorescent tracer experiment 01/03/99.*

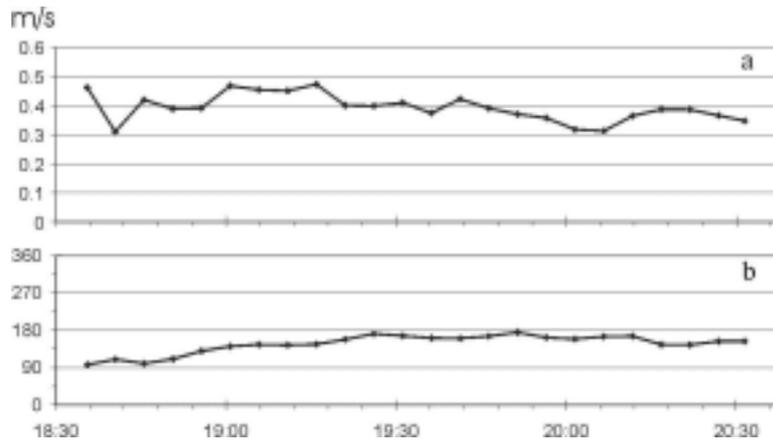


figure V - 17: Vitesse et direction des courants moyens au point d'immersion le 06/02/1999 (jusant).
Current velocity (a) and direction (b) at the immersion point of the tracer (06/02/99)

Le traçage du 1er Mars a eu lieu sur la partie externe de la barre. L'enregistrement des courants montre clairement l'influence de la marée, avec une forte asymétrie des vitesses lors des phases de flot et de jusant. Le courantomètre était positionné sur le flanc externe de la barre B2, à proximité des chenaux secondaires. Les vitesses moyennes lors du flot atteignent des vitesses de 80 cm/s et le courant est dirigé vers l'est (90°N) (figure V - 18), alors qu'en jusant, les courants moyens, vers le sud-sud-ouest, atteignent des vitesses de 30 à 40 cm/s uniquement pendant quelques minutes. Il en résulte que les vitesses suffisantes pour transporter le sédiment, qui sont de l'ordre de 20 cm/s ($U_{*,c}=19.71$ cm/s) (Balouin and Howa, 2000), sont atteintes pendant plus de 3h19 lors du flot, et pendant 1h26 pendant le jusant. La majorité du transport sédimentaire sur cette partie de la barre a donc lieu pendant le flot, où le courant de marée est plus puissant et actif beaucoup plus longtemps.

Le tableau V - 4 résume les résultats de ces deux expériences de traçages sur la barre B2.

Traçages	Coordonnées du centre de masse (m)		distance D (m)	épaisseur traceur Zt (m)	profondeur du remaniement Z0 (m)	Vitesse du centre de masse m/s * 10-6			Q (m3/s par m de plage * 10-6)			Taux de Recouvrement %
	Y	X				Vy	Vx	IVI	Qy	Qx	IQI	
06/02/99	-0.92375	0.916331	1.30114689	0.04	0.04	-42.77	42.42	60.2389	-1.0265	1.0181	1.4457	69.9
01/03/99	0.868	14.315	14.341	0.05	0.14	50.745	837.145	838.682	4.263	70.32	70.449	65.7

Tableau V - 4 : Résultats des traçages fluorescents sur les barres de swash. *Results of tracer experiments on the swash bars.*

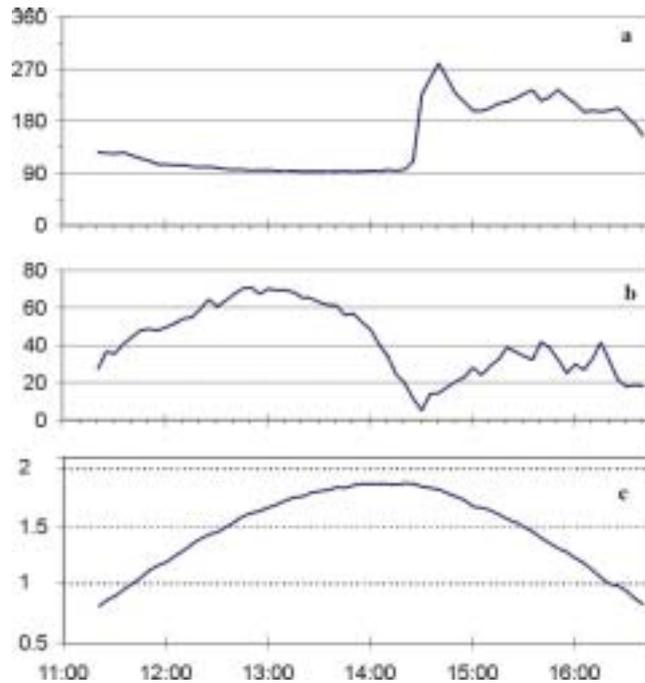


Figure V - 18: Hydrodynamique mesurée au point d'immersion du traceur. a) direction (degrés), b) vitesse (cm/s), c) courbe de marée (m). *Measured hydrodynamics at the immersion point of tracer: direction (a), velocity (b) and water elevation (c).*

Lors de la première expérience (figure V - 15), le traceur fluorescent a migré vers le chenal, avec une dispersion assez limitée et une importante quantité de traceur est restée au point d'immersion. Ce faible taux de transport est probablement due à un environnement relativement protégé des vagues incidentes par la barre sableuse. La direction de propagation du traceur fluorescent est la direction des vagues incidentes, avec une légère composante vers le large sur la bordure du chenal. Ce faible taux de transport est reproduit par la totalité des formules de transport testées.

Lors de la seconde expérience (figure V - 16), le traceur a migré de plus de 14 m vers l'est, vers l'embouchure ($X_i=14.315$ m Est, $Y_i=0.868$ m Nord). En fonction du temps d'immersion et de l'épaisseur de remaniement mesurée sur le site, on obtient un taux de transport résiduel de l'ordre de $70.45 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$, ce qui donne $1.2 \text{ m}^3/\text{m}/\text{marée}$.

Il est intéressant de noter que, au moment de la détection, les figures sédimentaires observées sur la zone de dispersion du traceur étaient principalement des petites rides (longueur d'ondes 20-30cm) orientées dans le sens du jusant. L'asymétrie de ces rides est donc opposée au sens du transit sédimentaire révélé par le traçage. On peut donc conclure que les courants de jusant sont incompetents pour transporter les sédiments de manière significative, par contre ils sont suffisamment efficaces pour inverser la symétrie des rides de courants.

Ces figures sédimentaires de jusant sont observables sur les barres de swash uniquement lors des vives-eaux. La plupart du temps les barres de swash sont caractérisées par des lits plans et l'absence de figures de type ride.

C - 3 - Calculs théoriques du taux de transport

L'estimation par traçage fluorescent des taux de transport sur les barres de swash a été utilisée pour choisir un outil prédictif du transport sédimentaire sur le delta de jusant. Pour cela, cinq formules de transport ont été sélectionnées dans la littérature pour quantifier le taux de transport sur les barres sableuses à partir de l'hydrodynamique mesurée lors des traçages. Ces formules d'ingénierie, mises au point pour calculer le transport sédimentaire dû à un courant, ne prennent pas en compte tous les processus actifs sur la plate-forme de swash au cours du cycle tidal. En effet, selon la hauteur de la colonne d'eau, le transport sédimentaire est associé au swash, au déferlement ou au courant de marée lorsque la tranche d'eau est plus importante. Mais aucune des formules de transport disponible dans la littérature ne tient compte de tous les processus actifs sur les barres de swash.

En conséquence et pour obtenir quand même une prédiction approximative des transports sédimentaires sur ces barres de swash, on a décidé d'appliquer ces formules de transport en utilisant, en condition d'entrée, les courants mesurés in-situ qui intègrent l'interaction houle/courant.

En effet, les mesures de l'hydrodynamique sur la plate-forme de swash sont des mesures de courants moyens à 41.5 cm du sol qui témoignent à la fois de l'action de la marée et de celle des vagues. Malheureusement, aucune mesure de concentrations dans la colonne d'eau n'ayant pu être réalisée lors de la campagne, le transport en suspension généré par la turbulence du déferlement sur les barres n'a pas pu être pris en considération.

Cependant, comme le montre l'enregistrement de l'hydrodynamique du 01/03/1999, la tranche d'eau au dessus du sommet de la barre est supérieure à 1 m pendant près de 6h lors du cycle tidal, la barre étant émergée pendant plus de 5h30 lors de cette vive-eau. Les processus liés au déferlement lors des mesures ont une action très limitée dans le temps (environ 30 minutes), et on peut considérer que l'erreur entraînée par l'utilisation d'une formule de courant est relativement limitée.

Si cet exercice permet de donner un ordre d'idée de la quantification du transport sur les barres de swash, on n'est cependant incapable de donner la barre d'erreur associée à ces résultats qui devront être considérés avec prudence.

On pourra démontrer par la suite que les prédictions données par la formule choisie corroborent toutes nos observations: traçage fluorescent, analyse granulométrique des sédiments et morphodynamique des barres de swash.

Cinq formules de transport total ont été sélectionnées pour prédire le transport sédimentaire associé à l'hydrodynamique mesurée lors des traçages.

- La formule de Engelund-Hansen, 1967:

Il s'agit d'une relation basée sur des considérations énergétiques et calibrée en laboratoire donnant le transport total en fonction de la vitesse moyenne du courant à la puissance 5.

$$q_{t,c} = 0.05 \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right)^2 \frac{\bar{u}^{-5}}{\sqrt{g} d_{50} C^3} \quad (\text{m}^2/\text{s}) \quad (12)$$

Où $q_{t,c}$ est le transport par charriage total, \bar{U} la vitesse moyenne du courant (m/s), C = le coefficient de Chezy ($\text{m}^{0.5}/\text{s}$) donné par $C = 18 \log(12h/k_s)$ où K_s est la hauteur de rugosité effective.

- La formule empirique de Ackers-White (1973) basée sur des mesures en canal donne également le transport total

$$q_{t,c} = K \bar{U} d_{35} \left(\frac{\bar{U}}{U_{*,c}} \right)^n \left(\frac{Y - Y_{cr}}{Y_{cr}} \right)^m \quad (\text{m}^2/\text{s}) \quad (13)$$

Dans laquelle $U_{*,c}$ est la vitesse de cisaillement liée au courant,

$K = \exp [2.86 \ln(D_*) - 0.434(\ln D_*)^2 - 8.13]$ pour $D_* < 60$ (paramètre particulaire),

n , m et k des coefficients: $n = 1 - 0.56 \log D_*$, $m = (9.66/D_*) + 1.34$,

et Y et Y_{cr} étant respectivement les paramètres de mobilité particulaire et paramètre de mobilité particulaire critique donné par: $Y_{cr} = (0.23/D_*^{0.5}) + 0.14$.

- La formule de Bijker (1971) donne le transport total par charriage:

$$q = b d_{50} \left(\frac{\bar{U}}{C} \right) \sqrt{g} \exp \left(-0.27 \frac{(s-1)d_{50}C^2}{\mu \bar{U}^2} \right) \quad (14)$$

où μ le facteur lié aux figures sédimentaires est donné par $\mu=(C/C')^{1.5}$, C et C' étant respectivement le coefficient de Chézy total et le coefficient de Chézy lié au grain. b est un coefficient (~5).

- La formule de Inglis-Lacey (1968):

$$q = 0.562 \left(\frac{(vg)^{1/3}}{W_s} \right) \left(\frac{\bar{U}^2}{gh} \right) \left(\frac{\bar{U}^3}{g} \right) \quad (15)$$

où v est le coefficient de viscosité cinématique (m²/s) et W_s la vitesse de chute.

- la Formule de Van Rijn (1984) calcule le taux de transport total par charriage (en m²/s) pour des particules de taille comprise entre 200-2000 μm .

$$q = 0.005 \bar{U} h \left(\frac{\bar{U} - U_{cr}}{[(s-1)gd_{50}]^{0.5}} \right)^{2.4} \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{1.2} \quad (16)$$

où \bar{U}_{cr} est la vitesse du courant (moyenné sur la colonne) critique basée sur le paramètre de Shields donnée par $\bar{U}_{cr} = 8.5(d_{50})^{0.6} \log(12h/3d_{90})$.

Les prédictions de transport sédimentaire obtenues en utilisant les courants mesurés sur le cycle tidal qui intègrent les courants de marée, mais également la composante du courant due au vagues sont résumés dans le tableau V - 5.

Formules théoriques	Taux de transport 06/02 Q (m ³ /s/m *10 ⁻⁶)	Taux de transport 01/03 Q (m ³ /s/m *10 ⁻⁶)
Engelund-Hansen (1967)	3.9	85.36
Ackers-White (1973)	2.322	7.013
Bijker (1971)	0.012	0.679
Inglis-Lacey (1968)	7.827	34.83
Van Rijn (1984)	0.308	69.17

Tableau V - 5: Résultats des prédictions théoriques du transport sédimentaire sur les barres de swash.
Computed sediment transport on the swash bars.

La figure V - 19 représente la comparaison des résultats de taux de transport résiduel quantifiés par les traceurs fluorescents et les taux prédits par les formules théoriques. Pour les deux expériences réalisées sur la barre de swash, la formule de Van Rijn (1984) semble la plus appropriée, donnant une valeur très proche des estimations pour le traçage du 1er mars.

Cet outil semble donc le plus approprié pour calculer et prédire les taux de transport sur ces barres du delta de jusant.

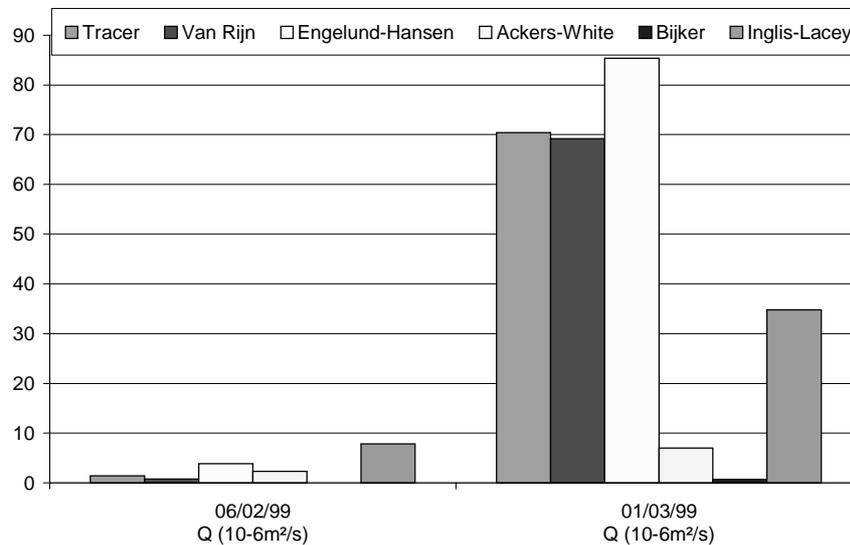


Figure V - 19: Comparaison des taux de transport prédits et mesurés sur la barre de swash B2.
Comparison computed/ measured sediment transport on the swash bar B2.

C - 4 - Analyse granulométrique

44 échantillons ont été prélevés sur la plate-forme de swash et analysés au laboratoire selon la technique décrite dans le chapitre III. Les paramètres classiques, la moyenne, le classement et l'asymétrie ont été comparés pour les différents échantillons selon la méthode de Mc Laren et Bowles (1985) modifiée par Gao et Collins (1992-1994) en prenant une distance critique D_c de 60 m correspondant à la densité des prélèvements. La figure V - 20 représente la grille de prélèvements effectués sur la plate-forme de swash. De manière générale, on constate que la partie interne de la barre B2, plus abritée des vagues incidentes a une granulométrie plus fine (400-450 μm), et un meilleur classement (0.3-0.4) que la partie externe de la barre, directement exposée à l'énergie de la houle.

Cette tendance est représentative d'un transport sédimentaire (plus fin, mieux classé et asymétrie vers les fines), et la représentation des vecteurs de transport (figure V - 20) confirme le transport sédimentaire dans la direction de propagation de la houle et des courants de flot (de l'ouest vers l'est). Ce transport résiduel est de plus relativement homogène sur la zone considérée, et permet donc d'extrapoler le transport mesuré par les traçages fluorescents à l'ensemble de la barre.

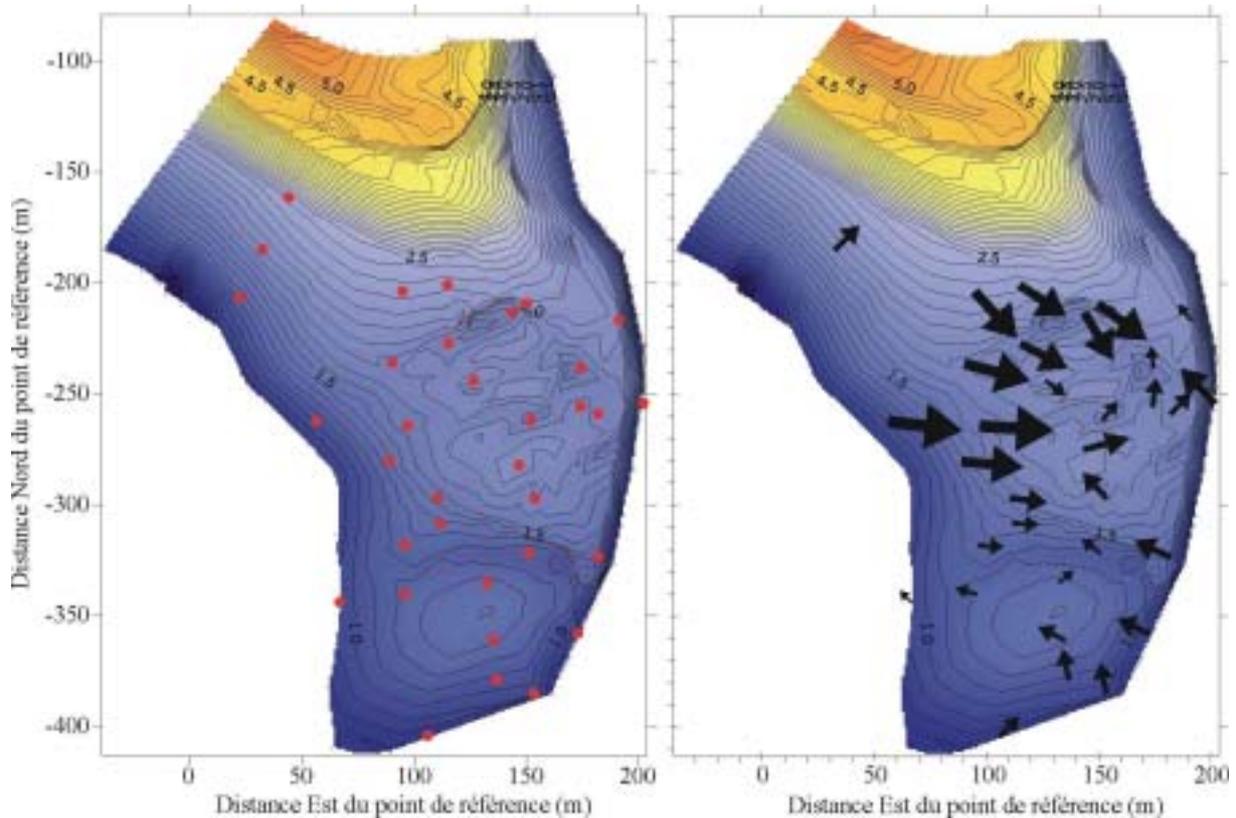


Figure V - 20: Analyse statistique des paramètres granulométriques. Points de prélèvement du sédiment et vecteurs de transport résiduel. *Grain size trend analysis on the updrift swash platform: sampling grid and transport vectors.*

De même, cette analyse statistique confirme plusieurs directions de transport déjà mesurées ou supposées: 1) le transport sur la barre B1 est dirigé dans l'axe de prolongation de la péninsule d'Ancão, confirmant l'alimentation de cette barre par la dérive littorale, 2) toute la bordure est de la plate-forme de swash présente des directions de transport vers l'ouest, vers les barres, ce qui peut s'expliquer par la réfraction des vagues (voir chapitre IV) sur les barres entraînant les vagues entrecroisées souvent observées.

C - 5 - Transport sédimentaire sur les barres de swash

Comme nous l'avons vu précédemment, la barre de swash B2 est très dynamique et se déplace très rapidement malgré des conditions de faible énergie pendant le suivi. Cependant, cette dynamique, caractérisée par une forte migration de la barre vers l'est-nord-est s'effectue à volume plus ou moins constant de la barre. Le flux sédimentaire quantifié à $1.2 \text{ m}^3/\text{m}/\text{marée}$ (cf. V-C-2) correspond donc à la migration d'une barre sableuse.

L'homogénéité du transport sur la barre, démontrée par l'analyse statistique des paramètres granulométriques, permet d'extrapoler ce taux de transport à l'ensemble de la barre. L'extension de celle-ci étant de l'ordre de 60 m (perpendiculairement à la direction du transport), on obtient un taux de transport sédimentaire résiduel sur la barre B2 de l'ordre de $72 \text{ m}^3/\text{marée}$.

Ce taux de transport sur la barre, mesuré in-situ, peut être extrapolé dans le temps sous réserve de connaître la variabilité des courants de marée au cours d'un cycle de vive-eau - morte-eau - vive-eau, et pour une énergie des vagues incidentes modérée. En effet, nos mesures, effectuées en période de beau temps, ne permettent pas de valider une formule de transport valable lors de tempêtes au cours desquelles la part du transport sédimentaire associée à la turbulence du déferlement est probablement beaucoup plus importante.

La formule de transport de Van Rijn (1984) peut néanmoins être appliquée lors de conditions modérées (qui représentent 99 % du temps) pour obtenir une première approximation quantifiée du transport sur les barres du delta de jusant.

C - 6 - Migration des barres de swash

La figure V - 21 illustre l'évolution de la zone intertidale au cours du mois de mesures (entre le 06/02 et le 01/03/1999). La migration des barres B2 et B3 est clairement illustrée par le contour approximatif des barres. On constate que la barre B2 s'est déplacée d'environ 15 m vers le nord-est.

La forme des barres variant dans le temps, la migration a été quantifiée à partir des chenaux secondaires qui les séparent (figure V - 22). Ainsi, le chenal séparant B2 et B3 a migré de 35 m entre le 6/02 et le 01/03/99 (soit 46 m/mois), alors que la limite interne de la barre B2 n'a migré que de 7 m (10 m/mois). La vitesse de la barre externe est donc 4 fois supérieure à celle de la barre interne, suggérant une rapide coalescence des deux barres.

Cela confirme donc les théories de migration des barres sur une plate-forme de swash. Les barres migrent progressivement vers la côte. Plus elles approchent du littoral, moins elles sont exposées à l'action des courants et des vagues, et plus leur vitesse de migration diminue. Les barres les plus externes rattrapent progressivement les barres les plus internes.

La direction de migration des barres, perpendiculaire au trait de côte, implique une migration vers le chenal de l'embouchure en raison de l'obliquité de la plate-forme de swash. Cette migration implique donc une obliquité de la plate-forme de swash de la côte amont de plus en plus marquée, et suggère une possible méandrication progressive du chenal.

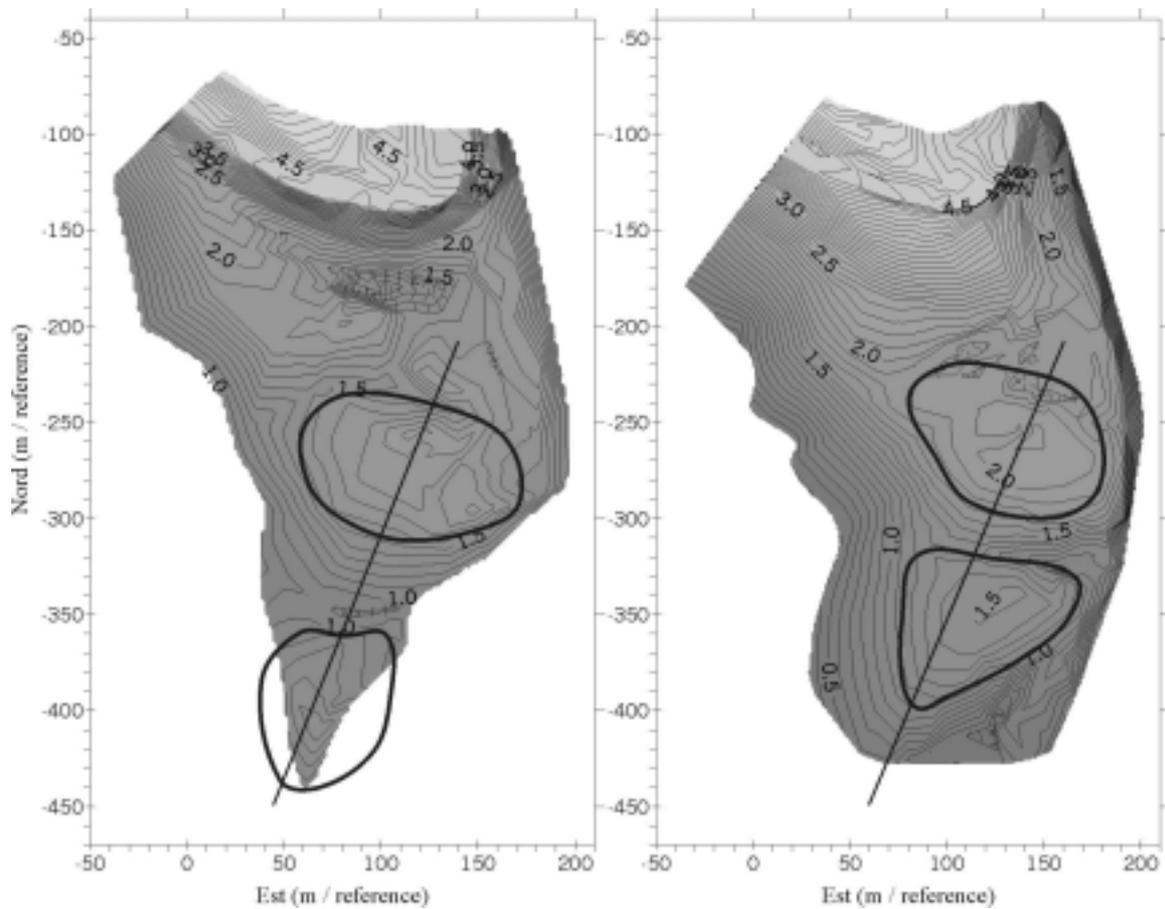


Figure V-21: Migration des barres de swash B2 et B3 entre le 06/02/1999 et 01/03/1999. Le contour approximatif des barres est représenté par les ensembles en gras. *Swash bars migration between 06/02 and 01/03/99. Approximated contours indicated by the bold line.*

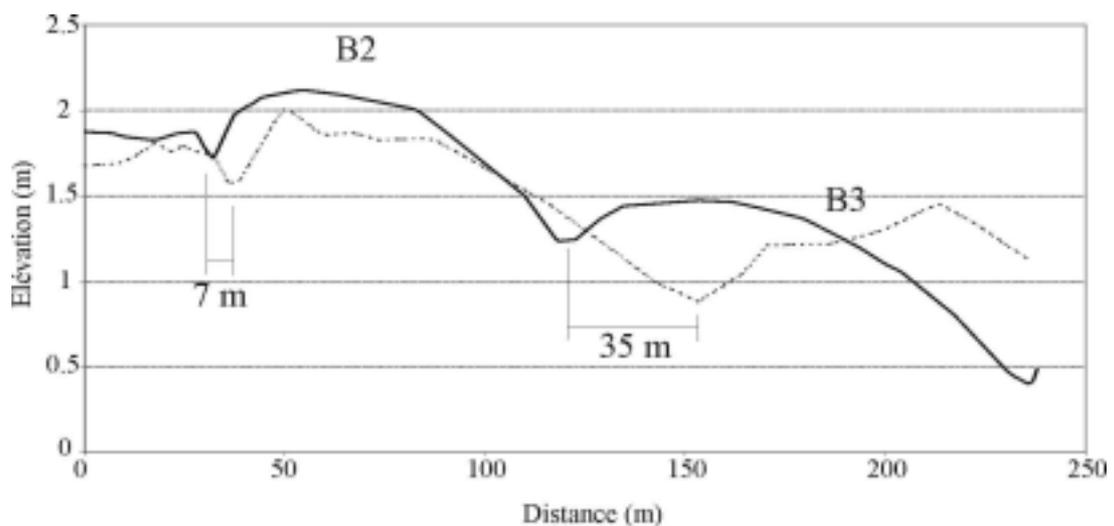


Figure V-22: Coupe longitudinale des barres de swash B2 et B3 (localisation des coupes sur la figure V-21). *Transects of the swash bars showing the onshore migration (location of the profiles on fig. V-21)*

D - Bilan sédimentaire du littoral de la Péninsule d'Ancão

L'objectif de ce chapitre était de caractériser et quantifier les transports sédimentaires sur la côte amont de l'embouchure de la Barra Nova.

- Les plages de la péninsule d'Ancão sont des plages très réfléchives, et l'essentiel des transports sédimentaires littoraux s'effectue sur une zone très limitée: la pente de la berme.

- Les traçages fluorescents effectués le long de la péninsule d'Ancão ont permis d'estimer le taux de transport sédimentaire lié au processus de dérive littorale pour des conditions hydrodynamiques de temps calme à modéré. Ce taux de transport a été utilisé pour choisir un outil prédictif de la dérive littorale sur la péninsule d'Ancão afin d'extrapoler les résultats en utilisant les données hydrodynamiques mesurées en continu lors de la campagne INDIA. La formule de Kamphuis, validée par nos mesures in-situ, a permis de quantifier la dérive littorale de beau temps, soit $10\,500\text{ m}^3/\text{mois}$ (Balouin *et al.*, 2000c, Balouin *et al.*, 2001b).

- Ces résultats de transport sont validés par les suivis topographiques qui font état d'une accumulation de $10\,500\text{ m}^3/\text{mois}$ sur la barre B1 directement alimentée par la dérive littorale.

En utilisant les données long-terme d'hydrodynamique dans la région (Pires, 1998), on peut calculer un taux de transport littoral de l'ordre de $130\,000\text{ m}^3/\text{an}$. Cette valeur, entrée dans un modèle analytique de croissance des flèches d'embouchure, nous donne une estimation de la progradation de la flèche sableuse de 60 à 70 m/an. Ces résultats sont en accord avec les taux de migration de la Barra Nova mesurés par suivis vidéo sur deux ans (70 m/an) et avec les taux historiques de migration qui sont de l'ordre de 70 m/ an pour le siècle dernier (chap. 2).

Le transport sédimentaire sur la plate-forme de swash amont de l'embouchure a également été quantifié. Ce transport, relativement homogène pour l'ensemble de la plate-forme de swash externe, s'effectue par migration progressive des barres de swash, sous l'action combinée des courants et de la houle. Les barres externes, plus longtemps exposées à ces agents dynamiques migrent plus rapidement que les barres internes, favorisant les accumulations en haut de plage par beau temps.

La migration de ces barres vers le nord-est tend à augmenter l'obliquité de la plate-forme de swash et sa migration vers le chenal de la Barra Nova.

**Chapitre VI - Evolution de l'embouchure lors de conditions de beau temps suivant une tempête:
Caractérisation de l'état morphologique de transition.**

Chapitre VI - Evolution de l'embouchure lors de conditions de beau temps suivant une tempête: Caractérisation de l'état morphologique de transition.

A - Introduction

La campagne de mesures INDIA a été caractérisée par des conditions hydrodynamiques relativement calmes, typiques du régime estival H1 (voir chapitre IV) prédominant en Algarve. Cependant, nous l'avons vu, un événement de tempête important a eu lieu en décembre 1998, un mois avant la campagne. Celui-ci a fortement perturbé la morphologie de l'embouchure qui devrait progressivement rétablir des conditions morphologiques plus stables.

L'objectif de ce chapitre est de caractériser la morphodynamique de l'embouchure durant cette état de transition entre la morphologie d'après-tempête et la morphologie estivale.

Nous verrons dans la partie B, l'évolution de la partie amont de l'embouchure, très instrumentée lors de la campagne, puis la reconstitution de la morphologie de la côte aval, à l'aide d'imagerie vidéo (C), et les quantifications de transport sédimentaires en différents points du système.

Ces différents résultats seront ensuite intégrés pour établir un modèle de fonctionnement et un bilan sédimentaire de l'embouchure lors de cette période de transition morphologique (F).

B - Evolution de la plate-forme de swash amont et bilan sédimentaire de la partie amont de l'embouchure

Ce travail fait l'objet d'une publication au Journal of Coastal Research: BALOUIN, Y., HOWA, H. and MICHEL, D., 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, 18, 3. p.883-904.

Cette étude a permis de quantifier la morphodynamique de la plate-forme de swash amont du delta de jusant de l'embouchure de la Barra Nova.

La formation et le développement de cette zone résultent des interactions entre les vagues et les puissants courants de jusant dans l'embouchure qui agissent comme une véritable barrière hydrodynamique bloquant la dérive littorale. Cette plate-forme de swash est active lors de la pleine mer et est totalement émergée à basse mer.

La principale observation lors de la campagne de mesures est l'accrétion de la plate-forme de swash. Les vagues, principalement d'ouest-sud-ouest, entraînent l'accumulation sur cette partie du delta de jusant, d'une part par le transfert des sédiments le long de la côte adjacente, et d'autre part par transport direct par la houle. Les sédiments fournis par la dérive littorale transitent sur la pente de la berme le long de la Péninsule d'Ancão, et viennent alimenter la barre B1 qui s'engraisse. Cette accumulation, de l'ordre de 11000 m³/mois, correspond à l'estimation du transit littoral le long de la Péninsule (chapitre V). Les variations de volume des deux autres barres (B2 et B3) sont beaucoup moins importantes (650 m³/mois pour B2).

A l'extrémité de la Péninsule d'Ancão, la berme est fortement érodée par les courants de marée (4000 m³/mois). Cette érosion est compensée par la construction progressive d'une flèche sableuse à l'extrémité sud de la plate-forme de swash, où l'accumulation est de l'ordre de 4000 m³/mois.

L'accrétion totale de la plate-forme de swash est de l'ordre de 11500 m³/mois, en prenant en compte la flèche sableuse au sud. Cette valeur implique un équilibre entre les arrivées sédimentaires par la dérive littorale et l'accumulation sur la plate-forme de swash. Cela signifie que tout le sédiment qui parvient à l'embouchure est piégé sur la plate-forme de swash amont.

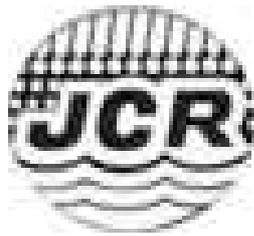
Les barres de swash, lors de cette période, migrent rapidement vers l'embouchure, avec un taux de migration de plus de 20 m en 8 jours pour la barre B2, et plus de 60 m en un mois pour la barre B1. Cette migration, combinée à l'érosion de l'extrémité de la Péninsule et l'accrétion au sud de la plate-forme, entraîne une rotation progressive de la plate-forme supérieure à 10°. Ce processus implique la rotation progressive du chenal vers la côte aval, fermant progressivement l'embouchure.

La quantification de l'évolution morphologique de la plate-forme de swash de la côte amont de la Barra Nova permet d'envisager le mode de fonctionnement de l'embouchure lors de conditions de beau temps. L'évolution morphologique indique que le comportement de ce système correspond à un processus de bypass par migration du chenal externe. L'évolution attendue d'une telle embouchure est soit la fermeture définitive par rotation du chenal, soit la réactivation de l'inlet par création d'une brèche au travers du delta de jusant (FitzGerald, 1982).

Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal.

Yann Balouin, Hélène Howa and Denis Michel

University of Bordeaux, UMR 5805-CNRS,
Department of Geology and Oceanography,
Avenue des Facultes, 33405 TALENCE Cedex FRANCE
fax: 33 5 56 84 08 48, E-mail: y.balouin@geocean.u-bordeaux.fr



ABSTRACT

BALOUIN, Y., HOWA, H. and MICHEL, D., 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, 18, 3. p.883-904 Fort Lauderdale (Florida), ISSN0749-0208.

An artificially created inlet cut in the barrier island system of the Ria Formosa (South Portugal) was studied by performing fieldwork from January to March 1999. This study focuses on the updrift swash platform associated with the ebb-tidal delta. The area was monitored during a month with fair weather conditions studying morphodynamics, sedimentary dynamics and hydrodynamic measurements. The results were used to establish a sedimentary budget of the swash platform and to quantify the morphodynamics. A strong accretion was observed on the swash platform, which corresponds to the volume of sediment provided by the longshore drift on the adjacent updrift coast. A redistribution of sediment was observed on the platform, changing the orientation of the main swash platform axis. The swash bars forming this area are very dynamic (20m migration in 8 days), and the entire swash platform is migrating toward the inlet resulting in progressive closure of the system. Characteristics of the inlet and morphodynamics of the swash platform were used to validate a conceptual model of by-passing by ebb-tidal delta breaching for this system.

ADDITIONAL INDEX WORDS:

swash bars, morphodynamics, longshore drift, sediment budget.

INTRODUCTION

The "Barra Nova" inlet is the westerly tidal inlet cutting through the barrier island system of the Ria Formosa (South Portugal). This inlet was artificially opened in June 1997 to improve water circulation within the western part of the Ria Formosa lagoon where fishery activities provide the main support to the local population.

Surveying, understanding and modelling of the morphological evolution of the Barra Nova inlet are the main topic of the European MAST III project "INDIA" (WILLIAMS *et al.*, 1998; O'CONNOR *et al.*, 1998). The study presented here is part of this INDIA project and focuses on the functioning of the updrift swash platform associated with the ebb delta at Barra Nova inlet.

Sand transport pathways, sediment budgets and the consequent morphological evolution of tidal inlets (and associated deltas) have been studied by several coastal engineers and sedimentologists (HAYES *et al.*, 1970, OERTEL, 1972-75, DEAN and WALTON, 1975, HAYES, 1975-80, HINE, 1975, HUBBARD, 1975, FITZGERALD *et al.*, 1976, FITZGERALD, 1996, KOMAR, 1996, KANA *et al.*, 1998). Sedimentary processes are well known to be closely linked to the combined action of tidal currents constricted by the inlet and of local wave climate. Depending on their relative influence, tidal inlets present several stages of channel/bank migration which control their stability and duration of the aperture. Tidal inlets interrupt the wave-induced longshore sediment transport (FITZGERALD, 1982), affecting the adjacent beaches, and the formation of shoals and deltas on both sides of the inlet. A newly formed inlet acts as

a conduit for sediment and water exchange between the bay/lagoon and the ocean (LIU *et al.*, 1993).

Several studies deal with specific sedimentary processes on the ebb-tidal delta, and in particular on the swash platforms. Here, specific processes of shoal bypassing occurs (SEXTON and HAYES, 1983, MASON, 1986, KANA and MASON, 1988, KANA *et al.*, 1998) and interactions between incident and refracted waves increase sediment transport on the shoals (OERTEL, 1972, 1975, 1988, GOLDSMITH *et al.*, 1975). The long term morphological evolution of the whole inlet area was investigated since its artificial opening (VILA *et al.*, 1999).

Given this context, this study focuses on the short term evolution of the updrift coast and particularly on the construction of the swash platform during fair weather conditions. The aim is to establish the sedimentary budget of this area providing the boundary conditions for morphodynamics of this inlet, and approaching the mode of transport past the inlet. The terminology in this paper follows that of HAYES (1975).

QUANTIFICATION OF THE INLET INTERFERENCE TO THE LITTORAL DRIFT

Tidal inlets represent an interruption to the longshore transport of sediment. Several empirical parameters are used by coastal engineers in order to classify this interruption of transport, and to predict channel stability and the way the sediment will pass the inlet.

BRUUN and GERRITSEN (1959) and BRUUN (1966) describe three different ways by which sediment is transported past tidal inlets based on the ratio net littoral drift to discharge of water through the inlet:

$$r = M_{net} / Q_{max}$$

where M_{net} is the net littoral drift ($m^3/year$), and Q_{max} is the maximum discharge (m^3/s) (BRUUN, 1966). According to these authors, when the ratio is high ($r > 200-300$), sand will bypass the inlet by wave action along the terminal lobe. When $r < 10-20$, sand bypasses the inlet through the transport of sand in channels by tidal currents, and migration of tidal channels and sand bars (BRUUN and GERRITSEN, 1959). FITZGERALD *et al.*, 1978 and FITZGERALD, 1982 present two models where, for mixed energy tidal inlets, bypassing occurs by stable inlet processes (no migration of the channel neither section) or by ebb-tidal delta breaching (migration of the channel and no migration of the throat) for mixed energy tidal inlets. These inlets have a r value between 50 and 150.

BRUUN (1974, 1978, 1986) later converted this empirical formulation to:

$$r = \Omega / M_{tot}$$

where Ω is the tidal prism (m^3), and M_{tot} the total amount of littoral drift ($m^3/year$).

For $\Omega / M_{tot} > 150$, the inlet is assumed stable with predominance of tidal currents. When $\Omega / M_{tot} = 100-150$, stability decreases and bars appear in front of the inlet. When $\Omega / M_{tot} = 50-100$, the inlet becomes wave-dominated and the ebb-tidal delta is well-developed. For $\Omega / M_{tot} = 20-50$, sediment bypasses the inlet along the terminal lobe, while channel migration is important. For $\Omega / M_{tot} < 20$ bypassing is much more important than tidal effects and therefore inlets are not stable and easily close.

In all these models, inlets are considered to be a shore normal orifice. In order to classify inlets, OERTEL (1988) used the comparison between the Seaward Limit of a natural inlet Jet Field (SL_{jf}) and the adjacent Littoral Zone (SL_{lz}). This author defines the SL_{jf} for an ideal inlet to be 4 times the diameter of the inlet throat (conditions for an axial jet), and position of the mean line of breakers is used as an estimate of the seaward limit of the littoral zone. Using this relation and the BRUUN ratio Ω / M_{tot} , he describes 4 types of inlet: A ($SL_{jf} < SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} = 10-50$) characterised by a spit growth and a slow inlet migration with a moderate by-passing at throat; B ($SL_{jf} \cong SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} < 20$) characterised by a slow inlet migration and a moderate ramp migration; C ($SL_{jf} \cong SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} = 100-200$) where slow inlet migration and sediment bypassing occur over bars; D ($SL_{jf} \geq SL_{lz}$, $\Omega / M_{tot} = 100 - 200$) where slow sediment by-passing takes place by bar-migration over shoals.

These formulations have been applied widely (e.g. ZHANG, 1987, GAO & COLLINS, 1994, CAYOCCA, 1996, MICHEL, 1997).

CHARACTERISTICS OF THE BARRA NOVA INLET

The study area is located on the Barra Nova site, a meso-tidal inlet located in Ancão, on the barrier islands system of the Ria Formosa, in Algarve, South Portugal (see Figure 1). This inlet was cut by the local authorities in June 1997, and represents an ideal place for the study of sediment dynamics of these systems. The inlet was cut through a 10m height dune system. It is approximately 250 m in wide at mean sea level and about 400 m in width between the dune cliffs. The maximum depth of the channel is 7.5 m. The ebb delta swash platform covers an area of approximately 40.000 m^2 . Evolution of this inlet was monitored since its opening (VILA *et al.*, 1999). During the first year, morphodynamics were characterised by enlargement and formations of both tidal deltas. During low wave energy conditions, the ebb-tidal delta becomes larger with an important amount of sand deposited, in

particular on the updrift western coast. During high energy conditions, the ebb-tidal delta is eroded and destroyed. The inlet reached an equilibrium one year after its opening with a value of 200 m at mean sea level (VILA et al., 1999).



Figure 1: Location of the study area.

The Ria Formosa coast is a meso-tidal site (tidal range is comprised between 2 and 3.5m) (GRANJA et al., 1984; PILKEY et al., 1989) and it is wave-dominated (DAVIS and HAYES, 1984). Waves heights are in the range 1 - 4 m with wave periods between 4 and 14 seconds. Waves approach mainly from WSW cause cliffs erosion to the west. This erosion generates high suspended sediment concentrations. Sediments, carried by strong longshore currents, interact with ebb current discharge at the inlet.

The Barra Nova inlet is characterised by strong tidal currents and both the flood-tidal delta and ebb-tidal delta are well developed.

To get an approximation of the tidal prism, we have used an empirical relation existing between inlet throat and tidal prism :

$$\Omega = n \sqrt[n]{A_c / C}$$

where A_c is the inlet throat cross sectional area (m^2), Ω is the tidal prism (m^3) which is the volume of water that flows into the inlet between low water and high water (spring tides) (O'BRIEN, 1931), C and n are constants determined from regression analysis (O'BRIEN, 1931, 1969, JARRET, 1976, METHA, 1976, GOODWIN, 1996, MICHEL, 1997, SALLES, 2000). In order to estimate the tidal prism, we used this formulation with $C= 4.10^{-4}$ and $n = 0.9047$, values obtained from a bibliographic review of several inlets (MICHEL, 1997). The tidal prism with the actual characteristics of the inlet is about $8.5.10^6 m^3$.

Fluorescent tracer experiments were performed, giving sediment transport rates for given hydrodynamic conditions (BALOUIN et al, 2000). These values were then used to validate a theoretical formulation (KAMPHUIS, 1991) among the most commonly used. Real wave data recorded during the campaign permitted to calculate the longshore drift transport along the adjacent beach.

This gives sediment transport by longshore drift of approximately $10500 m^3/month$. The ratio $r = M_{net} / Q_{max}$ obtained is 90. This indicates that bypassing past the inlet should occur by stable inlet processes or by ebb-tidal delta breaching (FITZGERALD et al., 1978).

The second method (BRUUN, 1978) gives a ratio $r = \Omega / M_{tot}$ by 70-80. With the model defined by Oertel ($SL_{jf} \approx 8 SL_{lz}$ and r is 70-80), this inlet is a type C as described above. An oblique orientation of the ebb delta and channel should be observed.

Based on its actual characteristics, and considering the empirical relationships aforementioned, the Barra Nova inlet should be considered as a relatively stable inlet (with slow migration), where tidal currents create a strong interference with the littoral sand transport and where bypassing occurs either by stable inlet processes or ebb-tidal delta breaching after an oblique orientation of the delta and channel.

The morphological behaviour of the swash platform during fair weather conditions will be used to define by which of these two processes sediment bypasses this inlet.

MORPHODYNAMICS AND SEDIMENTARY DYNAMICS OF THE EBB TIDAL DELTA

To study the short term evolution of the Barra Nova inlet, a field campaign took place from January 27th to March 10th 1999 on the Algarve coast. Morphological evolution of the intertidal zone was measured by means of topographic surveys (using laser total stations) of the ebb-tidal delta undertaken at low tide every 4-5 days over a 6 week period. This topographic information is used to quantify the short-term morphodynamics of the coastal system, in connection with the tidal cycle and weather variations occurring during the fieldwork (MICHEL and HOWA, 1998).

In the subtidal zone, two bathymetric surveys were carried out, in the inlet zone, and along the adjacent coasts with a very accurate GPS (real time kinematics GPS) coupled to an echosounder.

In order to quantify short term sediment fluxes for known hydrodynamic conditions, fluorescent tracer experiments were carried out, on the ebb tidal delta and along the adjacent coast. During the field experiment, the hydrodynamic conditions were relatively calm with waves approaches from W ($260^\circ N$), with significant wave height (H_s) and period (T_s) ranging from 0.3 to 1 m and 4 to 6 s respectively.

Longshore drift quantification along the updrift coast

In order to quantify sediment transport occurring during fair weather conditions, two standard fluorescent tracer experiments (YASSO, 1966,

DUANE AND JAMES, 1980, WHITE AND INMAN, 1989) were undertaken on the updrift coast following the methodology described by HOWA and De RESSEGUIER (1994), HOWA *et al.* (1997). The first experiment was performed approximately 800 m westward from the inlet. The tracer mass centroid moved 25m eastwards. The intertidal zone was approximately 30m in width giving a residual transport toward the inlet of $2.5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ (about 6000 m^3 for the survey period). A second experiment was conducted on 28/02/99 on the updrift coast, at approximately 200 m NW from the inlet. In this case, the intertidal zone was larger (62 m). An eastward sand transport of $3.88 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ was obtained (7728 m^3 for the survey period, 10500 m^3 /month).

For similar conditions ($H_s = 0.3\text{-}0.4 \text{ m}$) on Culatra beach on the Ria Formosa barrier Island, CIAVOLA *et al.* (1997) found rates of tracer advection in a longshore direction of $2.3 \cdot 10^{-3}$, $1.38 \cdot 10^{-2}$ and $2.3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ for 3 successive tides.

The results from these experiments were used to validate the empirical formulation of KAMPHUIS (1986, 1993) which appeared to be more appropriate than other formulations for the Algarve coast under fair weather conditions. Hence, this formula was used to extrapolate the results of our experiments. The longshore drift generated during fair weather condition was estimated to amount 10 500 m^3 /month (or 8 000 m^3 for the 23 days experiment).

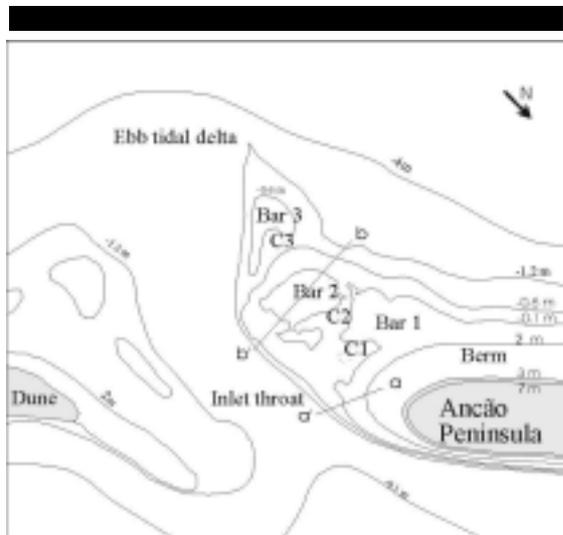


Figure 2 : Morphology of the ebb shoal platform, La Barra Nova Inlet. Topographic levels are referred to the MSL. C1, C2 and C3 are the channels between the bars.

Morphodynamics of the swash platform

The study area focuses on the swash platform which is formed on the updrift coast of the inlet. The area is characterised by three sandy bars separated by small channels (see Figure 2). The first bar B1 is attached to the berm on the western

part, and separated on the eastern part by a trough, channel 1 (C1). The second bar (B2) extends along the major part of the zone, and the third bar B3, is located on the seaward end of delta. The extremity of Ancão peninsula is characterised by i) a 4 m height cliff cut in the dune; ii) a well developed berm which backshore extends over approximately 50 m; and iii) a very steep berm slope which sinks directly in the inlet.

Comparison between successive topographic surveys was used to quantify the morphological evolution of this part of the ebb-tidal delta for fair weather conditions.

The volume of sediment in the whole area increased progressively during the campaign (about 4500 m^3 for one month) (see Figure 3). Considering the two bars (B1 and B2) separately, it can be seen that changes in volume for the first bar (B1) are very important (11000 m^3 for one month). At the beginning of the survey, the variations of this bar represent almost all the variations observed in the area. From February 25, 1999 to the end of the survey (March 10, 1999), accretion is more important for this first bar than for the entire area. This means that nearly all the accretion observed in this part of the ebb-tidal delta is provided by sand accumulation in the first bar. In addition, the volume variation of this first bar corresponds to the estimated volume of sand transported by longshore drift during the survey (about 8 000 m^3). The sediment responsible for the accretion of this first bar is most likely provided by the adjacent beach. It corresponds to the sediment supply by littoral drift from the updrift coast to the swash platform. This bar migrates toward the inlet, and reaches the channel on March 05, 1999, after an eastward migration of more than 60 m.

The volume variations of the second bar (B2) were less important (see Figure 3c). Its volume increased by approximately 500 m^3 during the survey (which corresponds to 650 m^3 /month). This and the third bar are also very dynamic and tend to migrate toward the inlet under WSW wave action. The bar B2 migrated 15-20 m / 10 days from 25/02 to 05/03 (see Figure 4). Sediment transport estimated by a fluorescent tracer experiment was $1 \text{ m}^3/\text{m}/\text{tide}$ (BALOUIN and HOWA, 2000).

The morphodynamic behaviour of the swash platform is characterised by the movements of these bars, but other components of the area show a rapid evolution as well.

The extremity of Ancão Peninsula is immediately eroded. The top of the berm moved back 14 m in one month (see Figure 3b). This represents about 4000 m^3 of sediment eroded in this area per month. This important erosion is due to the narrow eastern channel discharge where the ebb-tidal current is stronger than in the western one. As a consequence there is no accumulation at the

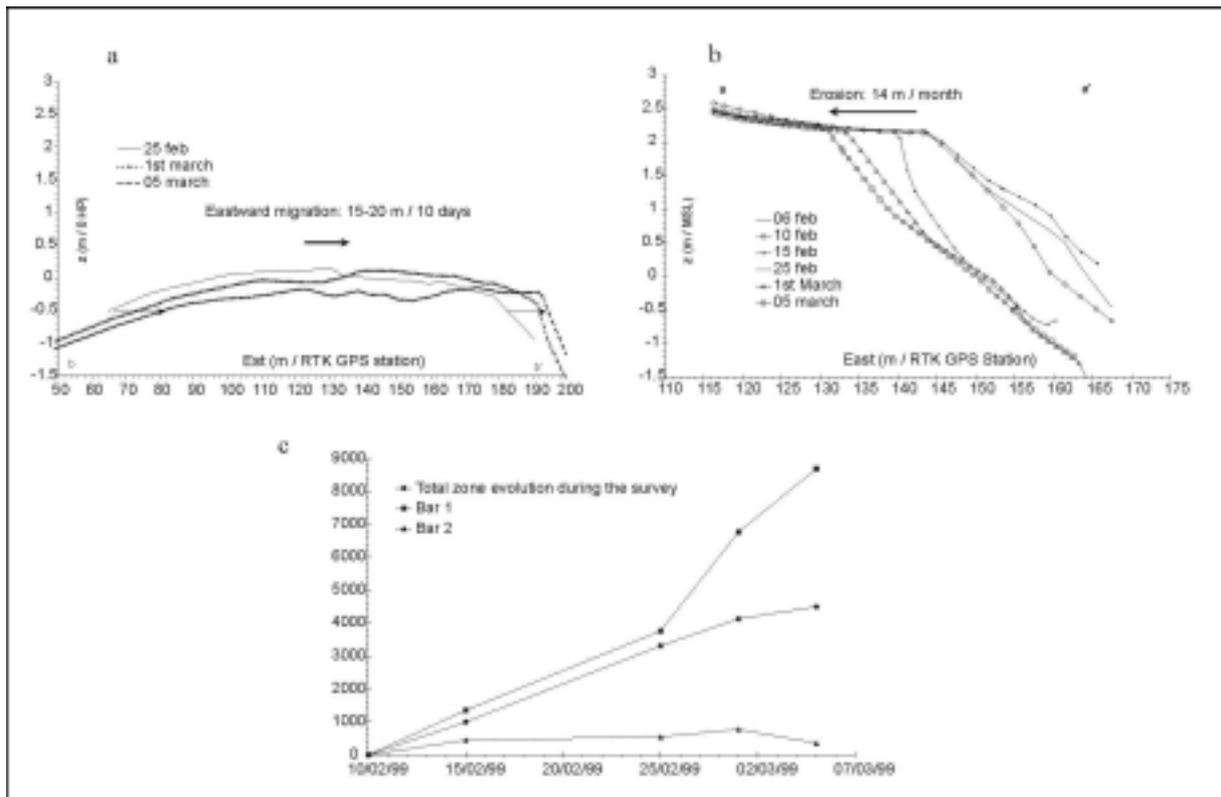


Figure 3: a. E-W transect of the platform, b. Cross-shore transect at the end of Ancão peninsula, c. Cumulate volume variations during the survey.

extremity of the west updrift coast and that sediment supplied by the littoral drift is redistributed.

A sandy spit is progressively formed at the internal extremity of the ebb shoals platform (see Figure 4). The volume of this sandy spit is about 3000 m³ at the end of the survey implying an accumulation of 4000 m³/month.

DISCUSSION

The morphological evolution of the inlet for calm hydrodynamic conditions is characterised by sand accumulation creating ebb shoals on the updrift side, migration of the shoals toward the inlet under wave action, and construction of a sandy spit at the extremity of the shoal platform which connects with the terminal lobe of ebb-tidal delta.

Morphodynamics on the swash platform is characterised by the migration of the swash bars toward the inlet under the combined action of flood currents, waves from W, which refract over the ebb delta shoals, with crossing crests over the shoals (OERTEL, 1975; KOMAR, 1996). Wave action on the adjacent beach results in an important longshore current which provides sediment to the first bar by migration along the berm, and implies the migration

of this first bar toward the inlet. The progressive migration of these swash bars implies a progressive migration of the whole swash platform toward the inlet.

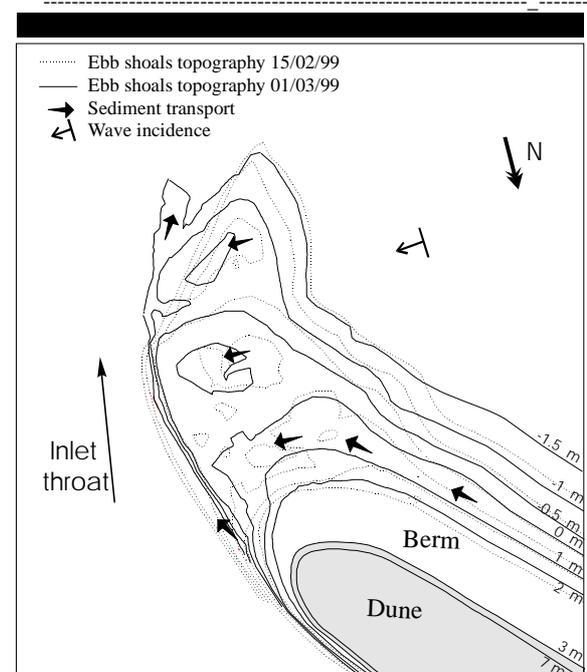


Figure 4: Morphodynamic evolution during the survey.

An important erosion was quantified at the Ancão peninsula extremity on the western side of the inlet gorge, which represents a displacement of the top of the berm by 14m North-westward in one month. This erosion results from the strong ebb current in the channel, in particular in the Eastern channel on the lagoon side (see Figure 5). The importance of this channel is clearly demonstrated by a rotation of the bedforms at the confluence point of the two channels, and by the erosion of Ancão Peninsula which is concentrated on the part reached by the current of the eastern channel. This strong current affects mainly the west side of the channel, and leads to a progressive migration of sediment along the channel, by megaripple migration along the swash platform. This erosion shows that even when the longshore transport is important, there is no notable

accumulation at the extremity of Ancão Peninsula, and all the sediment transported to this area is redistributed. Moreover, this erosion results in an increase of the width of the inlet with an widening velocity by 14 m /month westward. This corresponds to the mean widening velocity observed since the opening of the inlet (VILA *et al.*, 1999). The width between cliffs of the dune remain stable since April 98 (VILA *et al.*, 1999).

Another aspect of the morphodynamics of this swash platform is the construction of a sandy spit at the internal extremity of the ebb tidal delta. This spit is formed by a progressive migration of megaripples along the ebb channel. These processes induce the progressive rotation of the platform toward the inlet by erosion at one side and accumulation at the other side, which tends to close it gradually.

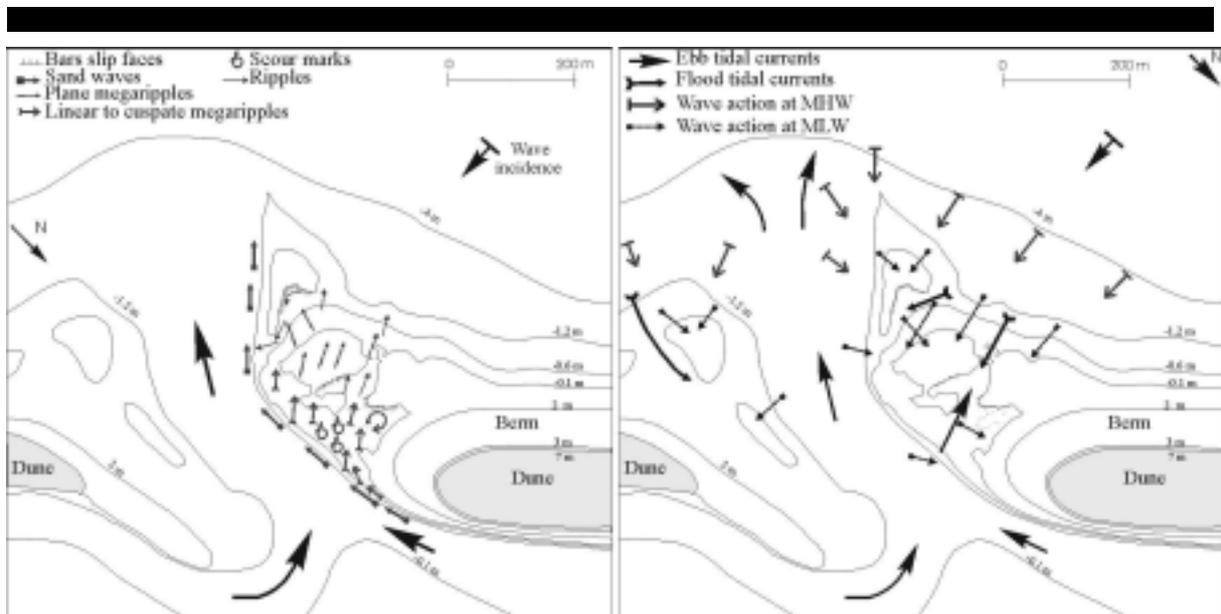


Figure 5: (left) Orientation of bedforms on the western ebb tidal delta. (right) Responsible processes of sediment transport over the ebb tidal delta.

Sedimentary budget of the swash platform

Comparison between successive topographic surveys is used to estimate sediment transport, both in terms of morphological evolution and in terms of volume transported.

The beach slope on the adjacent updrift coast is steep (0.11), so that the longshore transport is concentrated on a limited width of the beach: the berm slope. Sediment supplied by the adjacent updrift coast to the studied swash platform is about 10500- 11000 m³/month. The increase of volume of the first bar (by 11000 m³/month) corresponds to the sediment transport by littoral drift along the adjacent beach and is effectively done by accumulation on the first bar attached to the berm.

The variations of volume of the second bar were very low during the survey (about 650

m³/month), but the dynamics of this area were very important, with a residual transport over the bar of $7.0 \cdot 10^{-5}$ m³/m/s (BALOUIN and HOWA, 2000).

Another interesting point of the sedimentary budget is the construction of a spit at the extremity of the platform which coincides with erosion of the berm at the end of the peninsula (Ancão spit loosed 4000 m³/month and construction of the swash platform spit required the same quantity of sediment). The volume of this spit increases progressively while erosion of the Ancão berm becomes stronger. Moreover, although we have no measurements to connect directly these two variations, ebb-oriented megaripples show important transport along the channel from the inlet to the delta and the sandy spit. Hence, it seems that

the sandy spit is formed at least partly by sediment provided by the peninsula erosion.

The volume of the whole area increased to 4600 m³ during the survey, which represents an accumulation of 6500 m³/month (see Figure 6). Volume calculation does not take into account the volume of the sandy spit. Hence, including the sandy spit construction, accretion of the swash platform is estimated to amount approximately 10500 m³/month. Feedings by longshore drift to the platform system is quantified to be about 10500-11000 m³/month. This implies that there is an equilibrium between inputs and accretion of sand on the swash platform. This implies that there is no sediment is loused from the swash platform, and that no by-passing of sediment occurred along the inlet during the survey.

If the global sedimentary budget is in equilibrium, mobilisation of sediment was quantified: At the extremity of Ancão Peninsula, 4000 m³ of sediment were progressively eroded, and simultaneously, an accumulation of 4000 m³ was observed on the sandy spit at the extremity of the swash platform. Two hypotheses can be considered: i) this spit was formed by the sand eroded at Ancão peninsula after the migration of megaripples along the ebb channel, or ii) the sediment is provided by the erosion of the flood delta. The long term evolution of the inlet has shown a strong accumulation of the flood delta (VILA *et al.*, 1999). Hence, it can be assumed that sediment forming the spit was provided by the extremity of Ancão Peninsula erosion and hyp 2 is rejected. That means that sediment transported by the longshore drift is redistributed by ebb currents on the Ancão berm. This sediment is eroded by the ebb current in the eastern channel, migrates along the ebb channel and accumulates at the extremity of the platform, constructing the spit.

CONCLUSION

This study has permitted to quantify morphodynamics of the updrift ebb tidal delta swash platform. Formation and development of this zone result from the interaction between incident waves and the strong ebb current that acts as a real hydrodynamic barrier to the longshore drift. This swash platform is only active during high tide and is entirely emerged at low tide.

The main observation is the accretion of the swash platform during the survey. Incident waves from SW allow the accumulation on this part of the ebb tidal delta, both by the longshore drift along the adjacent west coast and by direct accumulation due to wave-induced transport. Sediment supply by the longshore drift is clearly provided by the adjacent coast along the berm slope and generates the accretion of the first bar. Using the variation of volume of the first bar, the longshore drift is

Moreover, the equilibrium of the sedimentary budget of the swash platform indicates that the progressive migration of the swash bars does not constitute a loss of sediment for the system, but just a progressive migration of the whole platform toward the inlet, which implicates a progressive migration of the ebb channel. If the inlet throat did not migrate during the survey (dune cliffs), the ebb channel was strongly shifted by the movement of this part of the ebb delta.

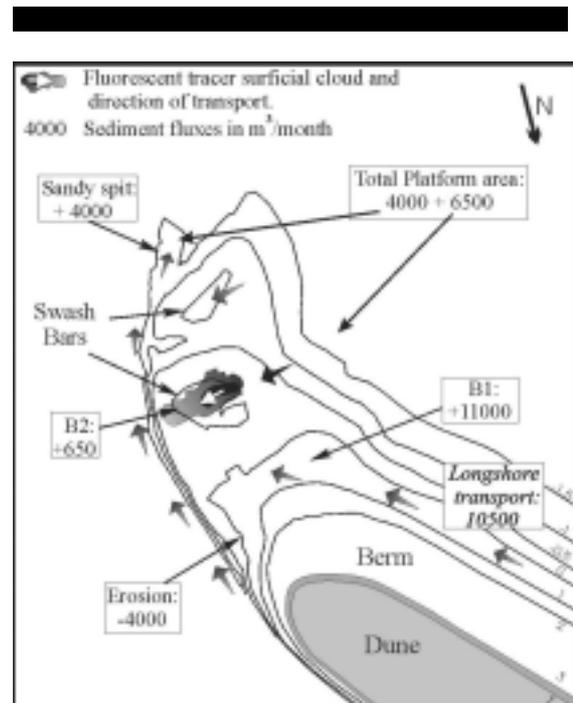


Figure 6: Volumes changes and directions of transport on the swash platforms.

estimated to be 10500 m³/month. This agrees with the theoretical estimation of the longshore drift. Variations of volume of the two other bars (B2 and B3) are less important (650 m³ accumulated in one month for B2). Erosion of the berm at the extremity of Ancão Peninsula is approximately 4000 m³/month. This erosion is compensated by the progressive construction of the spit, where accumulation is about 4000 m³/month.

The accretion of the swash platform area was quantified to be approximately 6500 m³/month, without taking account of the spit. Including the spit, a global accumulation of 10500 m³/month was estimated for the whole of swash platform. This implies there is an equilibrium between inputs by the longshore drift, and accretion on the swash platform.

At the same time, swash bars are moving toward the inlet in the direction of incident waves. Movement of sediment along this part of the ebb-tidal delta is due to waves, such that the interaction

between incident waves and refracted waves increases the quantity of sand transported.

During the survey, this part of the delta has migrated toward the inlet, with a velocity of about 20 m / month for the central platform (B2), and more than 60m in one month for the first bar. This migration is combined with accumulation forming a spit at the extremity of the platform, resulting from erosion and migration of the west inlet coast sediment. This tends to rotate the delta which is more and more oblique (rotation of 10° of the main axis of the swash platform zone), to rotate the entire inlet axis and to close it progressively. A next storm event could result in the destruction of the swash platform and promote a shore normal re-orientation of the main channel.

The quantification of the morphological evolution of the platform yields the validation of a theoretical behaviour model for fair weather conditions. The evolution of the swash platform indicates that the morphological behaviour of this inlet for fair weather conditions corresponds to a process of sand by-passing by ebb channel migration. The expected evolution of such an inlet is either through the closure by rotation of the main axis of the ebb channel, or a reactivation of the inlet by ebb tidal delta breaching as described by FITZGERALD (1982).

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was realised within the MAST III - INDIA project, and funded by the European community commission under the MAST contract N°. MAS3-CT-0106, and by the French Regional Council of Aquitaine.

LITERATURE CITED

- BALOUIN, Y. and HOWA, H., 2000. Morphodynamics of a swash bar in the context of the evolution of a swash platform associated to an ebb delta. Proceedings Marine Sandwave Dynamics, Lille, March 2000.
- BRUUN, P., 1966. Tidal Inlets and Littoral drift: v. 2, Universitetsforlaget, Oslo, 193 p.
- BRUUN, P., 1978. Stability of Coastal Inlets: Theory and Engineering. Elsevier Scientific Publisher Company, 509 p.
- BRUUN, P., 1986. Morphological and navigational aspects of tidal inlets on littoral drift shores. Journal of Coastal Research, 2, pp.123-143.
- BRUUN, P., GERRITSEN, F., BHAKTA, N.P., 1974. Evaluation of Overall entrance Stability of tidal entrances. Proceedings 14th Conf. Coastal Engineering, pp.1566-1584.
- BRUUN, P., and GERRITSEN, F., 1959. Natural bypassing of sand at coastal inlets: Jour. Of the waterways and Harbors Div., Amer. Soc. Civil Engrs., v. 85, P. 75-107.
- CAYOCCA, F., 1996. Modélisation morphodynamique d'une embouchure tidale: Application aux passes d'entrée du Bassin d'Arcachon. Thèse 3^{ème} cycle, Université Bordeaux I, 414 p.
- CIAVOLA, P., TABORDA, R., FERREIRA, O., DIAS, J.A., 1997. Field measurements of longshore sand transport and control processes on a steep meso-tidal beach in Portugal. Journal of Coastal Research, 13- 4, pp.1119-1129.
- DAVIS, R.A. and HAYES, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? Marine Geology, 60, 313-329.
- DEAN, R.G. and WALTON, T.L., 1975. Sediment transport processes in the vicinity of inlets with special reference to sand trapping. In: L.E. Cronin (ed.), Estuarine Research. Academic Press, New York, vol. 2, pp.129-150.
- DUANE, D.B. and JAMES, W.J., 1980. Littoral transport in the surf zone elucidated by an eulerian sediment tracer experiment. Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, pp. 929-942.
- FITZGERALD, D.M., NUMMEDAL, D., KANA, T.W., 1976. Sand circulation pattern at Price inlet, South Carolina. Proceedings 15th Coastal Engineering Conference, Amer. Soc. Civil Engrs., p.1868-1880.
- FITZGERALD, D.M., HUBBART, D.K. and NUMMEDAL, D., 1978. Shoreline changes associated with tidal inlets along the south Carolina Coast: Proc. Coastal Zone 1978, Amer. Soc. Civil Engrs, p.1973-1994.
- FITZGERALD, D.M., 1982. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conf. ASCE/ Cape Town, South Africa/ Nov. 14-19, 1982.
- FITZGERALD, D.M., 1996. Geomorphic Variability and Morphologic and Sedimentologic Controls on Tidal Inlets. Journal of Coastal Research, Vol. SI 23, pp 47-71.
- GAO, S. & COLLINS, M., 1994. Tidal inlet stability in response to hydrodynamic and sediment dynamic conditions. Coastal Engineering 23, pp. 61-80.
- GRANJA, H., FROIDEFOND, J.M., PERA, T., 1984. Processus d'évolution morpho-sédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, France, 254 pp.
- GOLDSMITH, V., BYRNE, R.J., SALLENGER, A.H., DRUCKER, D.M., 1975. The influence of waves on the origin and development of the offset coastal inlets of the southern Delmarva Peninsula, Virginia. In: L.E. Cronin (ed.), Estuarine Research. Academic Press, New York, vol. 2, pp.129-150.
- GOODWIN, P., 1996. Predicting the stability of tidal inlet for wetland and estuary management, Journal of Coastal Research, S.I.23, pp.93-102.

- HAYES, M.O.; GOLDSMITH, V.; HOBBS, C.H., 1970. Offset coastal inlets. Proceedings 12th coastal Engineering Conference, Amer. Soc. Civil Engrs., p1187-1200.
- HAYES, M.O., 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. IN: L.E. Cronin (ed.), Estuarine Research. Academic Press, New York, vol. 2, pp.183-200.
- HAYES, M.O., 1980. General Morphology and sediment patterns in tidal inlets. Sedimentary Geology, 26, 139-156.
- HINE, A.C., 1975. Bedform distribution and migration pattern on tidal deltas in the Chatham Harbor Estuary, Cape Cod, Massachusetts. In: L.E. Cronin (Eds.), Estuarine Research. Academic Press, New York, vol. 2, 235-252.
- HOWA, H. and De RESSEGUIER, A., 1994. Application of a fluorescent grain detector/counter for sand transport evaluation in the littoral zone. Proceedings of Ocean OSATES 94, v. 3, pp.254-257.
- HOWA, H., De RESSEGUIER, A., MICHEL, D., 1997. Quantification des déplacements sableux en domaine littoral - Calculs théoriques et traçages fluorescents. Colloque Franco Brésilien, Aquitaine Ocean, 3, 79-91.
- HUBBARD, D.K., 1975. Morphology and hydrodynamics of the Merrimack river ebb-tidal delta. IN: L.E. Cronin (editor), Estuarine Research. Academic Press, New York, vol. 2, pp.253-266.
- JARRET, J.T., 1976. Tidal prism - inlet area relationships. General Investigations of tidal inlets. Rep. N°3, Coastal Eng. Research Center, Ft. Belvoir, VA, 32p.
- KAMPHUIS, J. W., DAVIES, M. H., NAIRN, R. B. et SAYAO, O. J., 1986. Calculation of littoral sand transport rate. Coastal Engineering, v. 10, pp. 1-21.
- KAMPHUIS, J. W., 1991. Alongshore sediment transport rate. Jour. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, v. 117 (6), pp. 624-640.
- KANA, T.W., HAYTER, E.J., WORK, P.A., 1998. Mesoscale sediment transport at South-eastern U.S. Tidal Inlets: Conceptual Model Applicable to Mixed Energy Settings. Journal of Coastal Research, Vol. 15, pp 303-313.
- KANA, T.W. and MASON, J.E., 1988. Evolution of an ebb-tidal delta after an inlet relocation. In: D.G. Aubrey and L. Weishar (eds.), Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets, New York: Springer-Verlag, pp.382-411.
- KOMAR, P.D., 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of Sediments. Journal of Coastal Research, Vol. SI 23, pp 23-45.
- LIU, J.T., STAUBLE, D.K., GIESE, G.S. and AUBREY, D.G., 1993. Morphodynamic evolution of a newly formed tidal inlet. In : D. G. Aubrey et G. S. Giese (eds.), Formation and Evolution of Multiple Tidal Inlets. Washington. Vol. 44, pp.62-94.
- MASON, J.E., 1986. Morphologic evolution of a relocated mesotidal inlet, Captain Sams inlet, South Carolina. M.S. Thesis, Department Geology, University South Carolina, Columbia, 149p.
- METHA, A.J., 1976. Stability of some New Zealand Coastal Inlets, New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research, 4, p. 734-740.
- MICHEL, D., 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Thèse 3^{ème} cycle, Université Bordeaux I, 162 p.
- MICHEL, D. and HOWA, H., 1998. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. J. of Coastal Research, Vol. 15, pp 428-437.
- O'BRIEN, M.P., 1931. Estuary tidal prism related to entrance areas, Civ. Eng., 1, p.738-739.
- O'BRIEN, M.P., 1969. Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. Jour. of the Waterways and Harbour Div., Vol. 95, pp.43-52.
- O'CONNOR, B.A., WILLIAMS, J.J., ARENS, B., DAVIDSON, M.A., DIAS, J.M.A., HOWA, H., SARMENTO, A. and VOULGARIS, G., 1998. "The INDIA Project", *Third Marine Science and Technology Conference Sponsored by the European Commission*, 23-27 May, 1998. Lisbon, Portugal. 4pp.
- OERTEL, G.F., 1972. Sediment transport on estuary entrance shoals and the formation of swash platforms. Journal of sedimentary Petrology, 42, pp. 858-868.
- OERTEL, G.F., 1975. Ebb-tidal Deltas of Georgia estuaries. In: L.E. Cronin (ed.), Estuarine Research. Academic Press, New York, vol. 2, pp.267-276.
- OERTEL, G.F., 1988. Processes of Sediment exchange between tidal inlets and barrier islands. In: D.G. Aubrey and L. Weishar (eds.), Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets, New York: Springer-Verlag, pp.186-225.
- PILKEY Jr, O.H., NEAL, W.J., MONTEIRO, J.H., DIAS, J.M.A., 1989. Algarve Barrier Islands: A noncoastal-Plain system in Portugal. Journal of Coastal Research, 5, 239-261.
- SALLES, P., 2000. Hydrodynamic controls on multiple tidal inlet persistence. PhD Thesis Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution. 266p.
- SEXTON, W.J. and HAYES, M.O., 1983. Natural bar-bypassing of sand at a tidal inlet. Proceedings 18th Coastal Engineering Conference (ASCE), pp. 1179-1195.
- VILA, A., DIAS, J.M.A., FERREIRA, O. and MATIAS, A., 1999. Natural evolution of an artificial inlet. Proceedings of Coastal Sediments '99 - Long Island, New York, June 1999, pp. 1478-1488.

WHITE, T.E. and INMAN, D.L., 1989. Transport determination by tracers. In: Seymour, R.J. (eds.) *Nearshore Sediment Transport*, Plenum Press, pp.115-128.

WILLIAMS, J.J., ARENS, B., DAVIDSON, M.A., DIAS, J.M.A., HOWA, H., O'CONNOR, B.A., SARMENTO, A. and VOULGARIS, G., 1998. "INDIA: Inlet Dynamics Initiative: Algarve", *Proceedings Oceans' 98*, 28 September-1 October, Nice France.

YASSO, W.E., 1966. Formulation and use of fluorescent tracer coatings in sediment transport studies. *Sedimentology*, v. 6, pp. 287-301.

ZHANG, Q.M., 1987. Analysis of P-A correlation of tidal inlets along the coast of South China. In: Nanjing Hydraulic Research Institute (Editors), *1987 Proceedings of Coastal and Port Engineering in Developing Countries*, Vol. 1. China Ocean Press, Beijing, pp. 412-422.

C - La plate-forme de swash aval: morphologie et évolution

C - 1 - Reconstruction de la morphologie de la plate-forme aval et de l'ensemble du delta à partir des images vidéo

La majorité des mesures ont été effectuées sur la partie amont de l'embouchure lors de la campagne, et afin d'obtenir des informations sur la morphodynamique de l'ensemble du delta de jusant, les images vidéo acquises par l'*Institute of Marine Sciences* de l'Université de Plymouth ont été utilisées. Ce travail, effectué en partie à l'Université de Plymouth, fait l'objet d'une publication soumise.

L'utilisation des images vidéo géoréférencées pour reconstruire la morphologie d'un système côtier n'est pas nouvelle (voir par exemple, Davidson et al., 1997). Néanmoins, ce type d'analyse n'a jamais été entrepris dans un système complexe d'embouchure, où les forts courants tidaux peuvent induire des variations du niveau moyen, et où l'extension de la zone à couvrir est souvent trop étendue pour ce genre d'investigation. Dans le cas de la Barra Nova, la largeur du système sur le linéaire côtier est relativement limitée et deux caméras positionnées sur une tour de 30 m sur l'île de Barreta suffisaient à couvrir l'ensemble de l'embouchure et de son delta.

Les techniques vidéo ont été utilisées pour accéder à l'évolution morphologique de l'ensemble du delta de jusant. Après rectification de images, les contours définissant les bancs sableux ont été manuellement digitalisés, dans le but d'obtenir une vue 3D de la plate-forme de swash aval du delta de jusant peu instrumentée lors des campagnes de terrain. L'évaluation de la morphologie à partir des images vidéo, toujours en développement, a été appliquée à la côte aval de l'embouchure. Les régressions linéaires entre les données de topographie et les données vidéo montrent une bonne corrélation entre les différents sets, et permettent la quantification des processus observés.

L'évolution morphologique de la zone intertidale du delta de jusant a été étudiée. La principale caractéristique de cette évolution est la migration vers l'est des barres sableuses alors que la flèche de tempête attachée à l'île de Barreta se recourbe progressivement vers le sud-ouest. La gorge du chenal principal conserve une position relativement stable. Cette évolution entraîne la rotation progressive du chenal qui s'oriente nord-sud, participant à la fermeture progressive de l'embouchure vers la côte aval. Cette étude a permis de décrire quantitativement l'évolution morphologique du delta de jusant lors de la période de transition entre les morphologies typiques d'hiver et d'été.

MORPHOLOGY EVOLUTION OF AN EBB-TIDAL DELTA FROM REMOTE SENSED VIDEO DATA AND DIRECT SURVEYS

BALOUIN, Y.¹, MORRIS, B.², DAVIDSON, M.² and HOWA, H.¹

¹ University of Bordeaux, UMR 5805-CNRS, Department of Geology and Oceanography, Avenue des Facultes, 33405 TALENCE Cedex FRANCE fax: 33 5 56 84 08 48, E-mail: y.balouin@geocean.u-bordeaux.fr

² Institute of Marine Studies, University of Plymouth, Drake Circus, Plymouth, Devon, PL4 8AA, UK.

Abstract:

The Barra Nova tidal inlet was studied during an important field campaign in Algarve, South Portugal, in February and March 1999. Majority of the fieldwork effort was focused on the updrift coast of the Barra Nova inlet, with topography surveys, hydrodynamic measurements and tracer experiment. This study integrates both direct survey and remotely sensed video data in order to assess the morphology evolution of the whole inlet system during the relatively calm conditions that prevailed during the experiment. Morphological evolution of the ebb-tidal delta was quantified, pointed out the downdrift trending of the delta during fair weather conditions.

1. Introduction

The “Barra Nova” is a tidal inlet cutting through the barrier island system on the western side of the Ria Formosa (South Portugal) (Figure 1). This inlet was

artificially opened in June 1997 in order to improve water circulation within the western part of the Ria Formosa lagoon where fisheries and aquaculture are an important local resource.

The study presented here is part of the European MAST III INlet Dynamics Initiative Algarve (INDIA) project (Williams *et al.*, 1998; O’Connor *et al.*, 1998) that aims to understand complex processes and interactions occurring at tidal inlets. In order to achieve these aims an extensive fieldwork campaign was conducted between January and March 1999 at the Barra Nova tidal inlet.

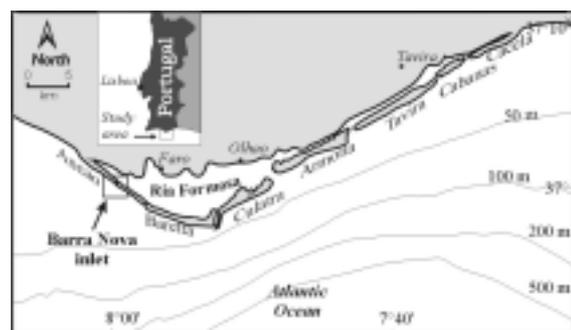


Fig. 1: Location of the Barra Nova tidal inlet.

For logistical reasons the majority of the fieldwork effort was focused on the morphodynamics of the updrift coast of the Barra Nova inlet, with particularly dense measurements obtained on the swash platform (Balouin et al., 2001). The main objective of this study is to integrate both direct survey and remotely sensed video data in order to assess the morphology evolution of the whole inlet system during the relatively calm conditions that prevailed during the experiment. Of particular interest was the morphological evolution on the downdrift coast (east side of the inlet) where field data was very sparse. Morphological evolution is inferred through an integration of data derived from direct and video surveys in combination flow velocity measurements (and observations using sand tracers).

This contribution is organised as follows; a presentation of the Barra Nova tidal inlet in section 2; a description of the methods including data acquisition and the video analysis techniques is given in section 3. This is followed by a description of the results, a discussion and conclusions.

2. Description of the inlet and ebb-tidal delta:

The Barra Nova tidal inlet:

The Barra Nova inlet, located on the Ria Formosa barrier island system in Algarve (Figure 1), is a small meso-tidal inlet (tidal range is between 2 and 3.5m) with a downdrift-trending ebb-tidal delta (Figure 2). Previous studies in this area (Bettencourt, 1994; Dias, 1986; Granja et al., 1984; Pilkey et al., 1989; Vila et al., 1999) have indicated that the tidal inlets in the Ria Formosa system migrate rapidly eastward maintaining approximately the same shape and cross-section.

This inlet was artificially opened by the local authorities in June 1997 by making an incision in the 10 m high dune system. At the time of these measurements it was approximately 250 m in width at

mean sea level, and 400 m in width between the dune cliffs. The maximum depth of the channel is 7.5 m. The ebb-tidal delta covers an area of approximately 460000 m² (Vila et al., 1999). Evolution of this inlet has been monitored since its opening. During the first year morphodynamic changes were characterised by the formations and enlargement of both the flood and ebb tidal deltas. During low waves energy conditions, the ebb-tidal delta becomes larger and moves offshore under the action of tides under conditions of tidal dominance (Morris et al. 2001). During high-energy conditions, the ebb-tidal delta is eroded and moves onshore and large quantities of sediment are deposited on the both swash platforms. The width of the inlet at mean sea level reached an equilibrium width of 200 m approximately one year after its opening (Villa *et al.*, 1999).

The Ebb-tidal delta:

The ebb-tidal delta is a complex, multi-component, asymmetrically shaped sand body located seaward the inlet gorge. Most of the sand is derived from the south-easterly directed longshore transport system. The delta extends approximately 400m seaward of the inlet. As is the case with most tidal inlets, the Barra Nova ebb-tidal delta includes a main ebb-channel, which shows a slight-to-strong ebb-tidal dominance with currents reaching up to 3 m/s, (Balouin et al., 2000; Williams et al., 1999). Broad sheets of sand, the swash platforms, flank both sides of the main channel (Figure 2) and are characterised by the formation of isolated swash bars on both updrift and downdrift coasts. These swash bars exert an important control on the course of tidal flows that are forced to flood and ebb in the channels between these systems.

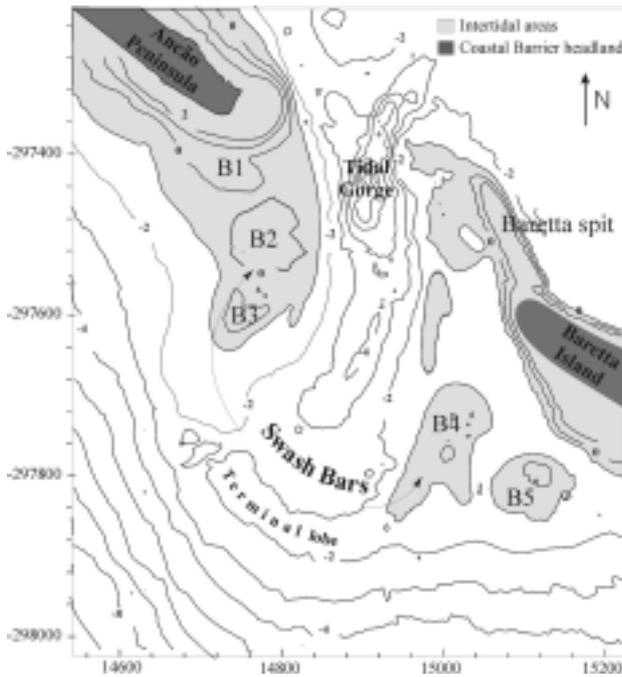


Fig. 2: Morphology of the Barra Nova tidal inlet.

On the updrift coast, the swash platform is composed of three large, intertidal, sand bars. The first bar was attached to the berm, resulting an accumulation of sediment due to longshore drift from the west. Two further swash bars are located further seaward, extending over the most swash platform (Figure 2). Dynamics and evolution of this swash platform on the updrift coast during fair weather conditions has been fully described (Balouin et al., 2001).

On the downdrift coast, the swash platform is less well developed (Figure 2). Two well-defined swash bars can be observed. The morphology of this swash platform is linked to the presence of a large sand spit at Barretta island extremity that is not part of the ebb-tidal delta. This can be seen almost on the lagoon side of the inlet gorge in Figure 2. This spit, influenced the course of tidal currents and therefore had had a major impact on the shape of the swash platform.

3. Methods:

Within the MAST III - INDIA Project, an extensive field campaign was

undertaken from end of January to March 1999. The wave climate during this experiment was very calm ($H_s < 1.5\text{m}$) providing an excellent opportunity to study the response of the inlet to mixed energy (tide-dominated) conditions, (Davis and Hayes, 1984). Regular topographic and bathymetric surveys of the ebb-tidal delta were conducted. However, the majority of the hydrodynamic and morphodynamic data were collected on the up-drift part of the system. In order to fully understand the behaviour of the system, hourly video images, recorded during the campaign were used to reconstruct the morphology of the whole tidal delta.

Topographic / bathymetric data acquisition

Morphological evolution of the intertidal zone was measured by means of topographic surveys (using laser total stations) of the ebb tidal delta undertaken at low tide every 4-5 days over a 6 weeks period. This topographic information permits the quantification of the short-term morphodynamic evolution of the coastal system, in response to the observed variations in tide and wave conditions. In the subtidal zone, two bathymetry surveys were carried out, in the inlet zone, and along the adjacent coasts with a real time kinematics GPS coupled to an echo sounder.

Hydrodynamic measurements

From long term measurements (1976 to 1998) (Pires, 1998) three hydrodynamic regimes can be defined at the Ria Formosa site (Morris et al., 2001, Balouin and Howa, 2001b). These are: 1) the fair weather conditions, with low wave ($H_s < 1\text{m}$, $4\text{s} < T_p < 10\text{s}$, $90^\circ < \text{Dir} < 270^\circ$); 2) Atlantic storms ($H_s > 3\text{m}$, $8\text{s} < T_p < 18\text{s}$, $245^\circ < \text{Dir} < 275^\circ$); 3) Levante storm ($H_s > 3\text{m}$, $6\text{s} < T_p < 14\text{s}$, $120^\circ < \text{Dir} < 140^\circ$). During a normal year, the fair weather conditions (1) dominates for at least 99% of time, and Atlantic storm (2) and Levante storm (3) during 0.6% and 0.4 % of time respectively. Within the fair weather

regime, waves approach is mainly from SW (85% of occurrence) but can also be from SE (15% of occurrence).

During the whole experiment, tides and waves were recorded using a series of current-meters (2 S4 ADW, 1 rotor current-meter, 1 doppler Aandera, 1 ADV) located in the intertidal zone. The fieldwork covers 3 spring tides (01/02, 18/02 and 02/03) (Figure 3) that are particularly interesting in this study because they cover the broadest intertidal

area. Waves heights during the experiment were relatively low, with H_s between 0.3 and 1.5m, prevailing from a WSW direction, (Figure 3). These conditions are thus typical of the fair weather regime that occur most of the time in Algarve. However, the survey was undertaken from January to March 1999, just after a major storm event ($H_s=3,9m$, $T_p=7s$, $Dir=215^\circ$) that occurred during the new year 1999 (Morris et al., 2001).

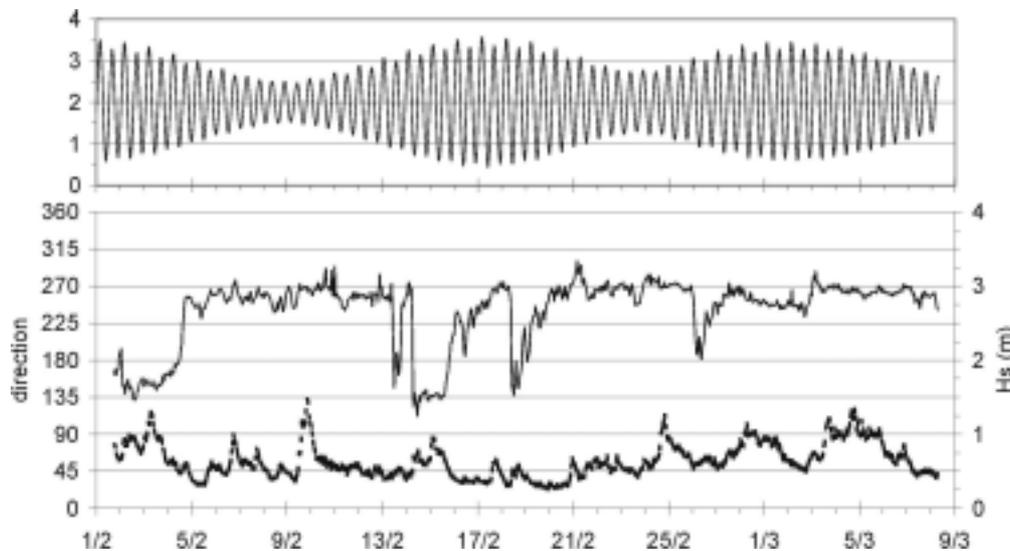


Figure 3: tidal record and offshore waves characteristics during the fieldwork (H_s : bold line).

Wave refraction on the terminal lobe is important, leading to a reversal drift on the downdrift coast that was clearly observed on radar images (Heron and Prytz, 2000). At high tide, complex interference of waves leads to extremely turbulent short-crested sea states on the swash platform. This process is known to be significant in the reworking of material, increasing the suspension concentration (Oertel, 1975).

Currents were measured on the updrift coast (Figure 4), on the open beach, where longshore currents are dominant, and on the updrift swash platform, where influence of the tide is more important. These measurements were made over three days with constant wave from SW with

significant heights ranging from 0.45 to 0.6 m). Figure 4 illustrates magnitude and direction of tidal and wave-induced currents (currents are 5 min averaged). The current patterns illustrate the dominance of south-westerly longshore transport along the open beach (stations 1 and 2). There was a westerly flow (towards the inlet) over the swash bars of the ebb-tidal delta during the rising tide, and a southerly flow during the ebb-phase (stations 4 and 5). Small channels on the swash platform are used by the ebb currents (station 3). Station 6 illustrates the ebb domination along the channel western side margin, where current velocities reach 2 m/s.

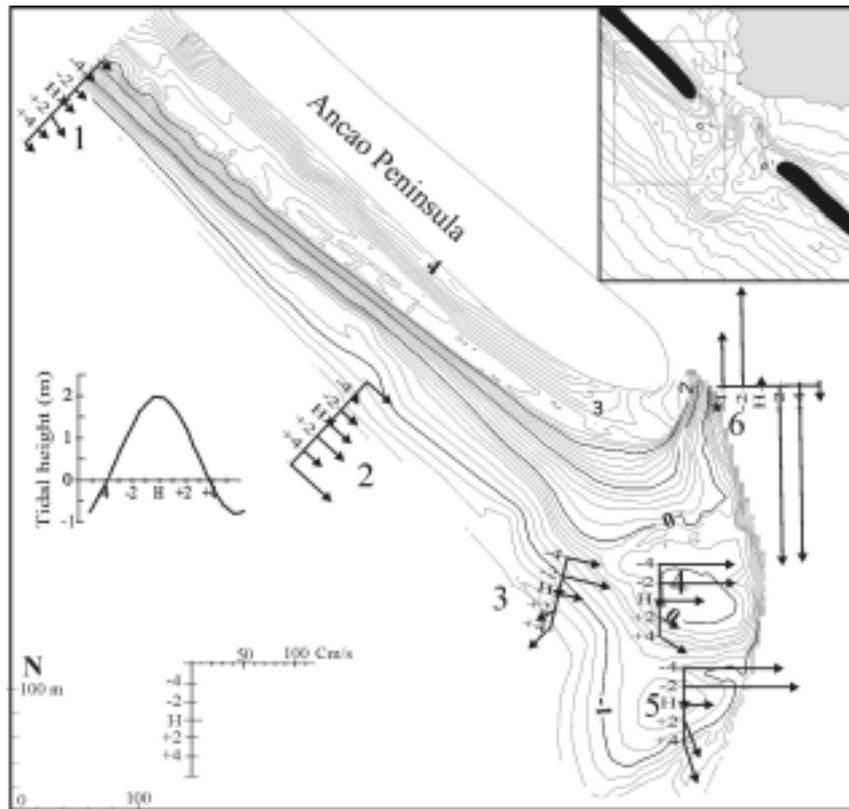


Figure 4: Magnitude and direction of tidal and wave-induced currents.

Video surveying and images processing

As part of the INDIA project a video system was deployed to monitor the inlet and the adjacent ebb delta (MORRIS et al., 2001). The video system consisted of two fixed video cameras mounted on a 30m tower located on Barreta island, on the eastern side of the inlet. The cameras were controlled via a PC on which the images were also stored. The system was entirely self-sufficient with power requirements supplied by batteries charged by a solar panel array.

The two cameras took simultaneous snapshots on the hour every hour during daylight. In addition both cameras took a ten-minute time exposure every hour starting on the hour. These time exposures are an average of images taken each second over a ten-minute period.

By rectifying the images to world coordinates, that is true linear horizontal coordinates, quantitative studies of the inlet evolution can be made. The images are rectified by means of photogrammetry, (Holland et al., 1997) and using Ground Control Points (GCP's) that were surveyed on the Portuguese Melrica Grid (PMG). By normalising the images from both cameras and then combining the rectified images a plan view of the inlet and ebb-shoal delta is obtained (Figure 5).

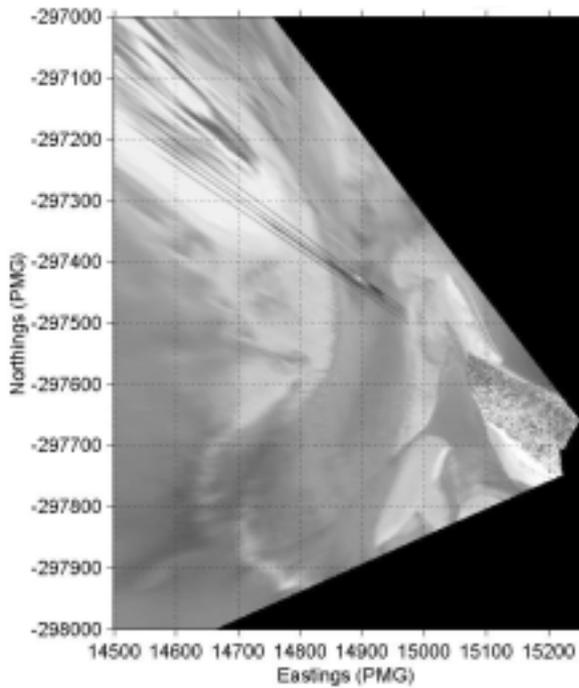


Figure 5 : Example of Combined Rectified Images of the inlet at spring low tide. Image from 20th February 1999. The axis scales are in metres relative to the Portuguese Melrica Grid (PMG).

Morphology reconstruction method

The video surveying technique relies on the detection of the shoreline location (which is in effect a contour line) at a number of instance during the tidal cycle (Davidson et al., 1997). Hourly images were used for both ebb and flood tide corresponding to approximately 8 images a day or 8 tidal levels. Due to the low wave conditions and steep morphologies, both breaking zone and swash zone are very narrow on the video images, allowing easy identification of the swash zone / beach limit. Time-exposure images were used to manually digitise by eye the shoreline position (Figure 6).

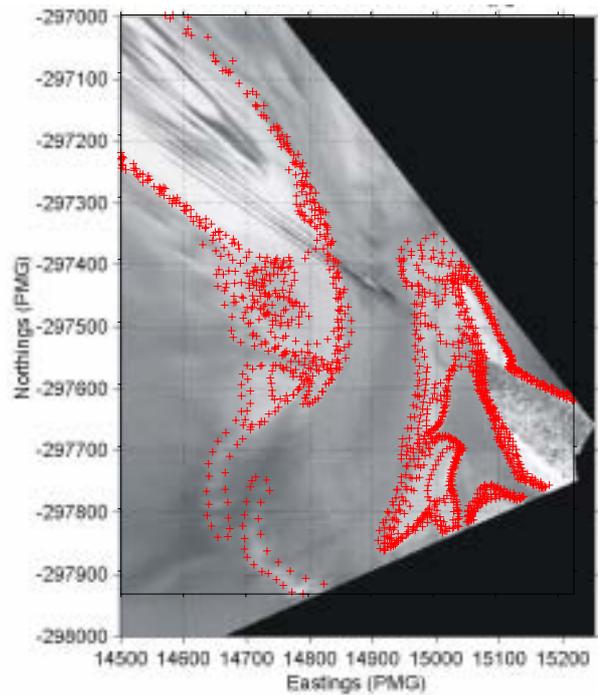


figure 6 : digitisation of the swash zone / beach limit.

Each of the x, y coordinates from the edge detection process are assigned a z-value equivalent to the tidal height that was recorded at the field site at the time of observations. The fundamental assumption here is that the water level is horizontal. However, in regions of strong flow this assumption is likely to be violated. Wave set-up and pressure gradients induced by strong surface flows will both lead to significant slopes in the mean water level. This coastal inlet system therefore provides a particularly rigorous test for this technique. Then, when all the tidal cycle images have been processed, the whole (x, y, z) coordinates are saved to a file. This digitisation was done for several days during the fieldwork period, in order to compare the morphology obtained with the field data, and to validate the method.

4. Results:

Calibration morphology from images / topography

After digitisation of the contour lines representing the swash zone / beach limit for an entire day, the 3D morphology of the area is reconstructed using the Krigging interpolation method. The morphology obtained was compared to the field topographic data. A regression analysis was conducted between the topography survey and video data. Figure 7 represents the correlation between field data (topography of the swash platform on the Barreta side of the inlet) and the reconstructed morphology from video images. There is a good agreement between both sets of survey data with a correlation coefficient (R^2) and a standard error of 0.954 and 0.0913m respectively. The line of best fit between the topography data and the video survey is given by $video = 0.9184 Topo + 0.093$.

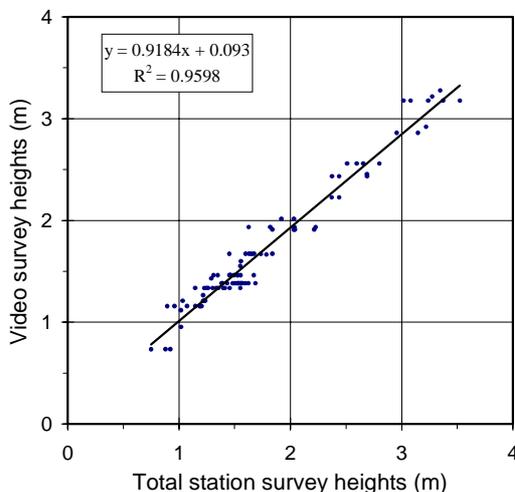


Figure 7: Regression analysis between video and topography survey data

This regression analysis was conducted on the data available on Ilha da Baretta side, where a few topography surveys were done. Figure 8 shows the interpolation of both topography and morphology using Krigging interpolation method. The total station survey (on the left) was very sparse and consequently the contour lines have

been subjected to a high degree of smoothing. However, a good agreement between both surveys is notable. The middle part of the area that appears blanked-out in Figure 8 represents a region that was obscured from view in the video images due to the high relief (8m) of the dunes.

Work is in progress to improve accuracy of the method and to extend its possible application to the whole tidal-delta. In this study, morphologies obtained from video images were used only on the downdrift side of the inlet. On this part of the delta, the pixel resolution on images is 1 to 2.5 m. The accuracy of the manual digitisation is estimated to be about 2-3 pixels, giving an x-y resolution about 2 to 7 m. Errors in altitude, given by the regression analysis, are used to be about 10 cm (0.0913). Given the approximate variations of volume in the area ($10^4 \text{ m}^3/\text{month}$), the error associated with the volume estimate is of the order of 800 m^3 , about 10%.

Morphology evolution of the downdrift side of the ebb-tidal delta

The evolution of the downdrift side of the inlet (Baretta Island) was inferred from the morphological variation obtained from processing the hourly video images that were acquired during the surveys of the updrift coast, during spring tides. On this downdrift coast, a well-developed swash platform exists. Its shape and configuration result from the presence of a sand-spit at the extremity of Baretta Island that modifies the symmetry of the system. This spit was formed during the storm event that occurred in December 1998, just before the field campaign (Morris et al., 2001). The swash platform connects this spit to the swash bars of the ebb-tidal delta by a ramp parallel to the main channel.

Two well-developed swash bars are present (Figure 9). The major part of the ebb-tidal delta on the downdrift coast of the Barra Nova inlet is formed by one large swash

bar, B4 (Figure 2) (50x50m). In this study, the bar limits are represented by the contour line 1.5m/hp (where hp is the "zero hidrografico" Portuguese, two metres below the Mean Sea Level), which was above the low water mark during the whole period, (during the neap tide, the tidal range, limited to 1.4 to 2.5m, does not

permit a total reconstruction of the bar). This first bar appears to be closely linked to the terminal lobe, and as on the updrift part, it migrates eastward in the direction of incident waves.

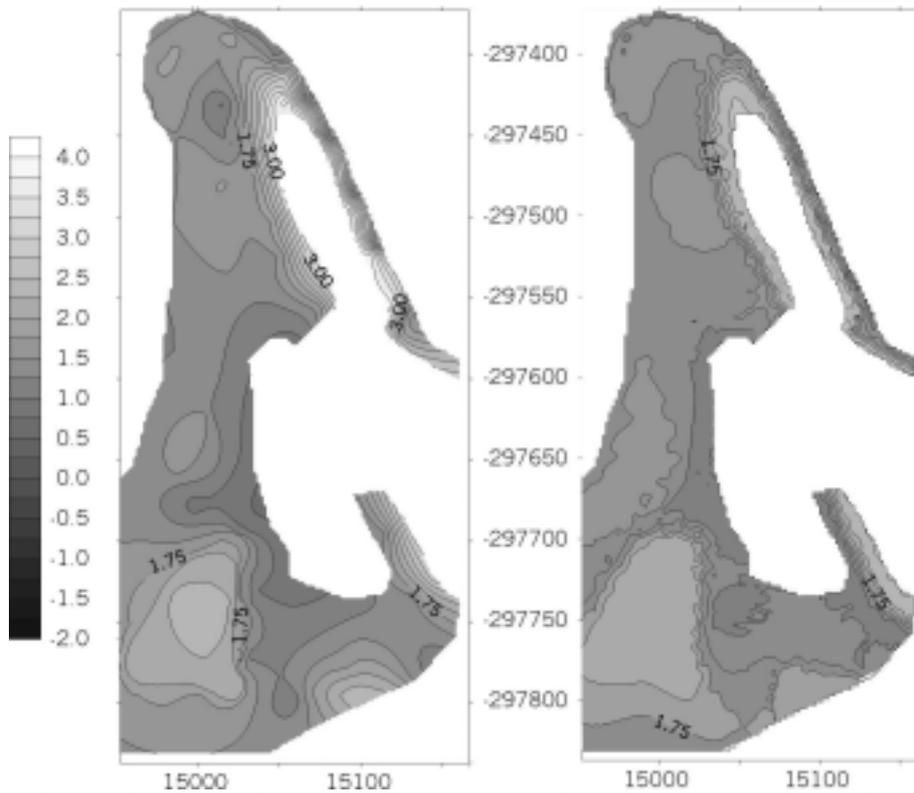


Figure 8: Interpolation of both techniques using Krigging method (total station data (left) and video images data (right)).

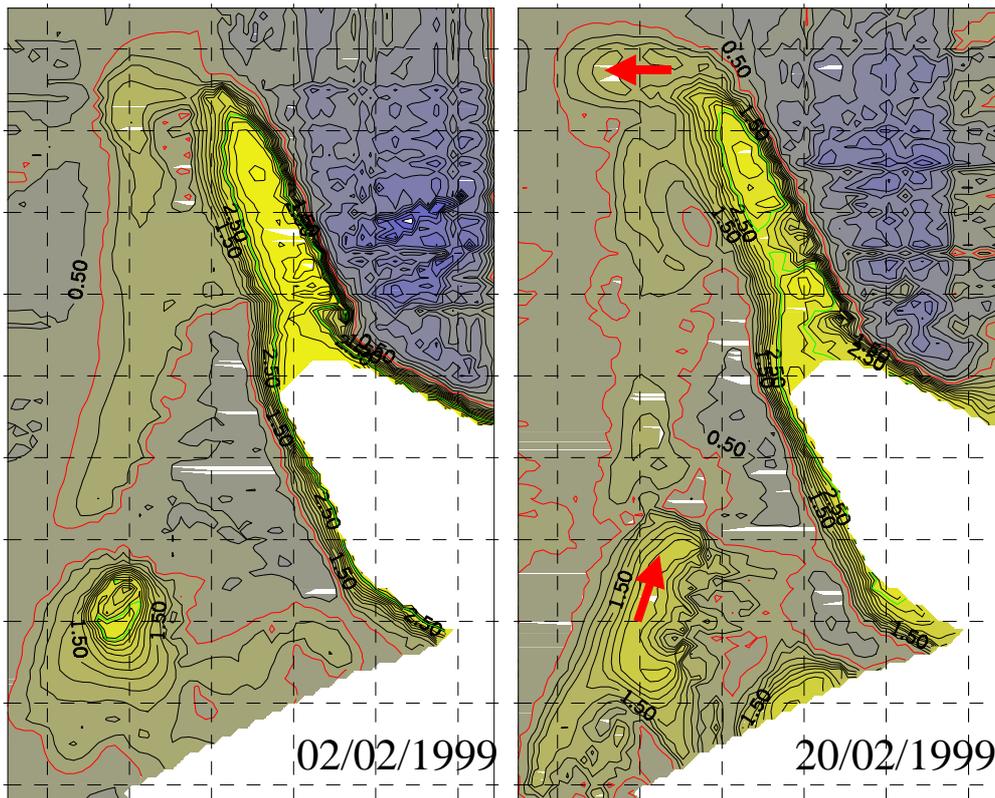


Figure 9: morphology evolution of the ebb shoals on the downdrift part of the delta. The red contour line represents the low tide level, and the green one the high tide level. Information outside these limits are extrapolation by the software not taken into account in this study.

Morphological evolution of this first bar is characterised by an accretion and a rapid migration northward (60 m), and eastward (55.3 m) toward Baretta island (82 m NE) (Figure 10). Moreover, variations of volume of this bar, calculated from the video morphologies, is relatively important (3000-4000 m³), and significant despite errors induced by the volume calculation (errors of 10 % = 300-400 m³).

A second bar, B5, formed on the downdrift swash platform, but the video location does not permit to survey it precisely. However, superposition of the different morphologies (Figure 10) shows the northward migration of this bar (-9.1 m E and 20 m N), suggesting a reversal drift due to wave

refraction on the terminal lobe of the ebb-tidal delta.

The spit shape was approximately constant during the survey. Its western extremity is progressively modelled by tidal currents generating a curvature of the spit and the migration of tens of meters. At the beginning of March 1999, the combination of the spring tide and slightly higher waves (0.8m), lead to the flooding of the spit and its progressive destruction, which was finalised during the storm event of March (after the field campaign). The variation of sand-volume of this bar was not calculated due to the obstructed view of the bar and errors resulting from interpolation on the borders.

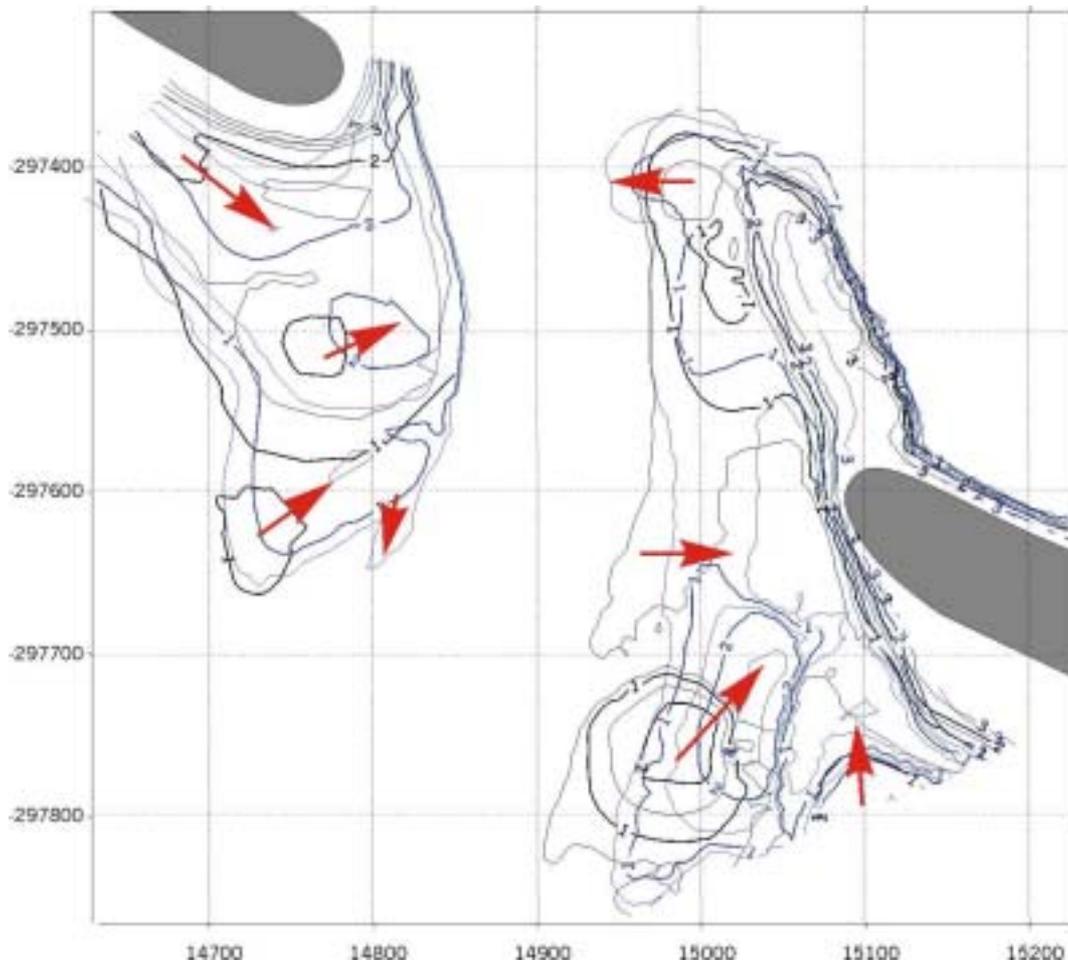


Figure 10 : Sediment transport pattern at the Barra Nova ebb tidal delta. Morphologies 01/02/1999 and 01/03/1999.

5. Discussion:

Video techniques were used to obtain the morphological evolution of the downdrift side of the Barra Nova inlet. This technique, which is based on the digitisation of the upper swash limit, was used to estimate the morphology on the downdrift side of the ebb-tidal delta. The accuracy of the video technique has been assessed by comparison with data obtained using a total station. A regression analysis between the video estimates and direct survey shows excellent agreement with standard errors of the order of 0.0913m (Figure 7). The best-fit regression line between these data encouragingly has a gradient of near one (0.918) and an intercept with origin of near zero (0.093). This is an excellent result in this area

where strong tidal currents often lead to significant surface slopes in mean sea level. Results are encouraging and allow the quantitative analysis of the morphology evolution of this part of the ebb-tidal delta. Morris et al. (2001) identified two distinct morphological states of the Barra Nova Inlet through the analysis of a year of rectified video images. The first was post-storm morphology which was characterised by:

- A sharp linear cut in the seaward edge of Ilha da Barreta due to the action of wave
- Large quantities of sediment deposited on the up-drift swash platform due high longshore flux of sediment during storms
- A narrowing of the ebb-shoal delta

The second morphological state occurs following an extended calm period and is characterised by:

- An approximately across-shore orientated inlet channel
- A rounding of the end of Ilha da Barreta by tidal flows
- A dispersion of sediment on the swash platform due to low waves and tides
- Lower quantities of sediment on the updrift swash platform than in the post-storm case due dispersion by low waves and tides
- A broadening of the ebb-shoal delta

The two morphological states described above are separated by a long transitional phase. The measurements presented in this contribution provide an ideal opportunity to study the morphological changes that occur at the beginning of this transitional phase following a post-storm morphological state.

Morphology evolution of these ebb shoals on the downdrift coast during this fair weather period is characterised by two main processes. The first one is the eastward migration of the main swash bar, which results from incident wave from WSW. This bar is connected to the terminal lobe of the ebb-tidal delta, suggesting a possible by-passing of sediment along the lobe and a migration under wave action.

Sediment supplied to this bar originates either from a direct by-passing of sediment along the terminal lobe, or from scouring of the main channel by ebb-tidal currents. Previous studies of the swash platform on the updrift side of the delta have shown that a third process can also occur (Balouin *et al.*, 2001). Sediment is provided by the longshore drift to the extremity of Ancão Peninsula where erosion by tidal-currents occurs. Then, eroded sediment begins to migrate along the main channel from Ancão Peninsula to the terminal lobe by megaripples displacements. Hence, waves from WSW pushes the sediment toward

Barreta Island yielding a landward migration. Sediment budget on the updrift coast (Balouin *et al.*, 2001) have shown that the bypass of sediment during the campaign period was very low, and that most of the sand on the downdrift swash platform was transferred to this side of the inlet during the New Year storm event. Hence, the observed accumulation probably results from several factors: a low bypass of sediment along the internal face of the terminal lobe, a direct bypass on the delta front, and the reworking of the large amount of sand that was transferred to this coast during the storm event in December 1998.

Another important process pointed out by the successive morphologies is the reversal drift along the extremity of Barreta Island. Refraction of wave on the terminal lobe generates a reversal longshore current and the migration of the second bar toward the inlet throat. This process is very often observed at tidal inlets. It is particularly important in this case as it provides a source of sediment to the sand spit attached to Barreta Island, which is a recurrent feature of the system. It also provides a sediment source to the flood-tidal delta, which has accreted during the previous year, (Vila *et al.*, 1999).

The last point shown by the video morphologies is the westward migration of the extremity of the sand spit attached to Barreta Island. This spit does not really pertain to the ebb-tidal delta, but its presence has an important impact on the shape and evolution of the swash platform on this downdrift coast. Moreover, this spit also has an influence on tidal currents in the inlet (Balouin *et al.*, 2001) by constricting the ebb-tidal flow in a narrow channel in the western side of the entrance, increasing velocities, and generating an erosion on Ancao side.

Evolution of the downdrift coast during these fair weather conditions is therefore characterised by a convergence of sediment transport toward Barreta Island. Sediment

forming the first bar is provided by a bypassing process, either directly along the terminal lobe, or after channel processes interaction with incident wave. It is however important to note that the major part of this sediment has been transferred during the storm event before the survey.

The second bar results in an accumulation by a reversal in the drift due to refraction of wave on the delta, which yields a net sediment transport toward the inlet throat. This convergence provides a source of sediment to the spit attached to Barreta Island, and eventually to the flood-tidal delta.

This morphology evolution during fair weather conditions occurring after a major storm is therefore characterised by an eastward migration of the swash bars and a westward migration of the spit. This process, yielding the anticlockwise rotation of the downdrift swash platform participates to the deflection of the main channel, which was already described from the updrift coast evolution (Balouin et al., 2001). The main channel rotates progressively, increasing the downdrift-trending of the tidal inlet.

The transitional period between a post-storm morphology and the extended fair weather morphology is clearly inherited from the storm-induced features in the system. These features, and in particular, the sand spit attached to Barreta edge, have an important impact on the tidal flows and lead to the progressive rotation of the whole system.

Duration of this transitional period is not clearly defined, but is closely linked to the progressive destruction of the storm-induced features that occurs mainly during the following spring tides.

6. Conclusions

Video techniques were used in order to assess the morphological evolution of the whole ebb-tidal delta system. After rectification of images, contours defining

the shoals were manually digitised, in order to obtain a 3D view of the delta on the downdrift side of the ebb-tidal delta. The evaluation of video derived morphologies is still in progress, and was applied on the downdrift coast of the delta. Regression analysis between topographic and video data shows a good agreement between the data sets, and allows the quantification of the processes observed.

Morphology evolution of the intertidal part of the ebb-tidal delta was studied. The main characteristic of this evolution is the eastward migration of the ebb shoals, while the spit attached to Barreta island migrates westward. The location of the inlet throat remains almost stable, sometimes showing the opposite migration. This evolution yields a progressive rotation of the inlet channel that becomes N-S oriented, increasing the downdrift-trending of the whole system. This study permitted to describe quantitatively the morphology evolution of the ebb-tidal delta during the transitional period between typical winter and summer morphologies of this system.

Acknowledgements:

This study was realised within the MAST III - INDIA project, and funded by the European community commission under the MAST contract N°. MAS3-CT-0106.

References:

- Balouin, Y., Howa, H. and Ferreira, O., 2000. Short term morphodynamics and sediment movements at the Barra Nova ebb-tidal delta., 3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin: INDIA Workshop EU MAST3 Project (MAS3-CT97-0106), Faro (Portugal), pp. 38-39.
- Balouin, Y., Howa, H. and Michel, D., 2001. Construction of the swash platform associated to an ebb-tidal delta during fair weather conditions, The Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research* (accepted).
- Balouin, Y. and Howa, H., 2001b. Sediment transport pattern at la Barra Nova tidal inlet: a conceptual model. *Proceedings of the fourth conference on Coastal Dynamics*, June 11-15, 2001, Lund, Sweden.

- Bettencourt, P., 1994. Les environnements sédimentaires de la côte Sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur évolution holocène et actuelle. Océanographie - Géologie marine Thesis, Université Bordeaux I.
- Davidson, M., Huntley, D., Holman, R. and George, K., 1997. The evaluation of large scale (Km) intertidal beach morphology on a macrotidal beach using video images., Coastal Dynamics 97, pp. 385-394.
- Davidson, M.A., 2000. The use of video for determination of nearshore hydrodynamics and topographic / bathymetric change, INDIA Workshop - 3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin, Faro, Portugal, pp. 5.
- Dias, J.M.A., 1986. Observações sobre origem das areias das ilhas barreira da Ria Formosa, 4^o Congresso do Algarve.
- Granja, H., Froidefond, J.M. and Pera, T., 1984. Processus d'évolution morpho-sédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 36: 37-50.
- Heron, M.L., and Prytz, A., 2000. VHF ocean surface radar measurements in the INlet Dynamics Initiative: Algarve (INDIA) Project, book of abstracts 27th ICCE, Sydney, Australia, Vol. 2, paper n°339.
- Holman, R.A., Lippmann, T.C., O'Neil, P.V. and Hathaway, K., 1997. Video estimation of subaerial beach profiles. Marine Geology, 97: 225-231.
- Morris, B.D., Davidson, M.A. and Huntley, D.A., 2001. Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques. Marine Geology, 175: 251-272.
- Morris, B.D., Davidson, M.A. and Huntley, D.A., 2001. Estimates of the Inter-Seasonal morphological Evolution of the Barra Nova Inlet Using Video Techniques. Submitted to Journal of Estuarine, coastal and shelf science.
- Pilkey, O.H., Neal, W.J., Monteiro, J.H. and Dias, J.M.A., 1989. Algarve barrier islands: a noncoastal-plain system in Portugal. Journal of Coastal Research, 5(2): 239-261.
- Vila, A., Dias, J.M.A., Ferreira, O. and Matias, A., 1999. Natural evolution of an artificial inlet, Coastal Sediments 99, New York, pp. 1478-1488.
- Williams, J. et al., 1999. Inlet Dynamics Initiative: Algarve (INDIA), Coastal sediments'99, pp. 612-627.

C - 2 - La flèche de tempête

La flèche de tempête est une large structure sédimentaire accolée à l'extrémité nord-ouest de l'île de Barreta et développée vers l'intérieur de la lagune. Elle s'est formée lors de la tempête de Décembre 1998 qui a modifié fortement la morphologie de l'embouchure, entraînant un recul de plus de 60 m de l'île de Barreta.

Pour décrire la morphologie de la flèche, nous avons défini le contour représentatif de la flèche comme étant la ligne de niveau +1.8 m/ZH (figure), qui correspond à l'altitude moyenne de la plate-forme de swash aval. Seule la topographie réalisée le 11/02/1999 permet de connaître l'extension réelle de la flèche. Elle couvre une superficie d'environ 7000 m², a une longueur d'environ 150 m pour une largeur de 50 m, et son altitude peut atteindre plus de 4 m.

C - 2 - 1 - Volume total

Afin de calculer le volume total de la flèche, le suivi topographique du 11/02/1999 a été utilisé, car il n'est pas contraint par le marnage comme le sont les reconstructions morphologiques effectuées à l'aide de l'outil vidéo (où seule la morphologie entre le niveau de basse mer et le niveau de haute mer est reconstituée).

L'estimation du volume total de sédiment constituant la flèche a été calculé en deux étapes. D'abord, on a calculé le volume sédimentaire déposé au dessus de 1.8 m /ZH , c'est à dire le volume du relief au dessus de l'altitude moyenne de la plate-forme de swash aval. On obtient un volume de 10750 m³. Puis afin d'estimer le volume total de la flèche (par rapport à une situation sans flèche), le volume en dessous de 1.8 m/ZH a été calculé en multipliant la superficie de la flèche émergée (contour 1.8 m/ZH) par la hauteur séparant ce niveau du niveau de base. Le niveau de base choisi est le niveau -1m / ZH qui est la profondeur du chenal situé derrière la flèche, assimilée ici à la profondeur de la zone en l'absence de flèche. On obtient un volume total de la flèche de l'ordre de 35000 m³. Ce volume est cependant sous-estimé car la présence de la flèche permet l'extension de la plate-forme de swash vers l'ouest, qui représente elle aussi un volume considérable que nous n'avons pu quantifier.

Cette flèche représente donc un volume de sédiment important (d'au moins 35000 m³) déposé lors d'un événement de tempête. Nous verrons plus tard (chapitre VII) que ce stock sédimentaire est probablement transféré au delta de flot lors de la cassure de cette flèche de

tempête, ce qui pourrait expliquer les forts apports sédimentaires observés sur ce delta de flot (Vila et al., 1999) situé dans le contexte d'une embouchure dominée par le jusant.

C - 2 - 2 - Variations de volume pendant la campagne

La reconstruction de la morphologie de la plate-forme de swash aval à l'aide de l'outil vidéo a également permis de quantifier le volume sédimentaire constituant cette flèche de tempête.

L'outil vidéo ayant permis de reconstruire la morphologie de la flèche lors des marées de vives-eaux avec une précision relativement bonne, les 2 et 20 février 1999, le calcul des variations de volume de ce corps sédimentaire peut être envisagé.

La reconstruction par vidéo de la morphologie n'étant possible qu'entre les niveaux de basse et haute mer, les volumes calculés ne sont pas des volumes totaux, mais les volumes compris entre le niveau de base 1.8 m et le niveau 3 m/ZH qui est le niveau maximum atteint le 20/02/1999. Les résultats sont indiqués dans le tableau VI - 1.

Volume	02/02/99	20/02/99
1.8 < V < 3 m	6859.76	4583.55
évolution	-2276.21	en 19 jours
	-3653.91605	par mois

Tableau VI - 1: Variation de volume sédimentaire de la flèche de tempête.
Volume variations of the storm-induced spit.

On obtient une variation de volume de la flèche de l'ordre de 4000 m³ en un mois. Les erreurs associées à ce calcul de volume sont de l'ordre de 10 %, soit 400 m³. La morphologie du sommet de la flèche a peu varié lors de cette période, le sommet de la flèche n'étant que rarement atteint par quelques vagues en vive-eau. On peut donc considérer que le volume érodé sur l'ensemble de la flèche correspond au volume estimé dans la zone intertidale (entre 1.8 m et 3 m/ZH). Comme nous l'avons vu précédemment (B), l'évolution de la flèche lors de cette période est caractérisée par la courbure progressive de l'extrémité de la flèche par les courants de jusant. On peut donc considérer que cette érosion de 4000 m³/mois correspond à l'érosion par les courants de jusant qui contournent la flèche et que la majorité du sédiment repart dans le chenal principal.

D - Transport sédimentaire dans l'embouchure

D - 1 - Evolution du thalweg

La figure VI - 1 représente la section de l'embouchure dans l'axe du cordon dunaire, pour les levés topo-bathymétriques du 15-16/02/1999 et 24-25/02/1999. L'évolution de la section du chenal est caractérisée par une forte érosion du flanc ouest du chenal, alors, que le flanc est ne varie pas ou peu. Le flanc ouest du chenal recule d'environ 10 m, ce qui coïncide avec l'érosion de la berme (recul de 14 m en un mois, chapitre V, Balouin et al., 2001).

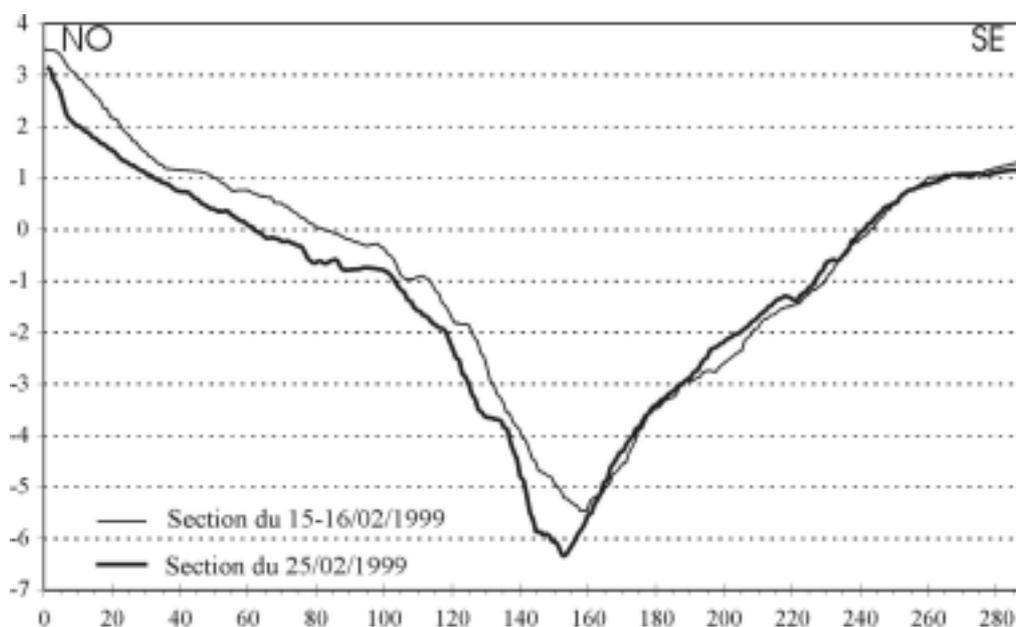


Figure VI - 1: Evolution de la section de l'embouchure entre les deux suivis bathymétriques (15-16/02 en trait fin et 24-25/02/1999 en gras). *Cross section evolution between 15 and 25/02 bathymetry surveys.*

L'érosion sur cette section correspond à la perte d'un volume de 6000 m³ en 10 jours, mais ne comptabilise pas l'intégralité du chenal. La majorité de cette érosion étant en relation avec la rotation progressive de l'embouchure, il est probable qu'une importante partie de ce volume soit re-déposée dans un autre secteur du chenal. Les données bathymétriques recueillies les 15-16 et 24-25 février ne concernant que la gorge du chenal (figure VI - 2), il reste difficile de quantifier les variations volumiques dans le chenal de la Barra Nova.

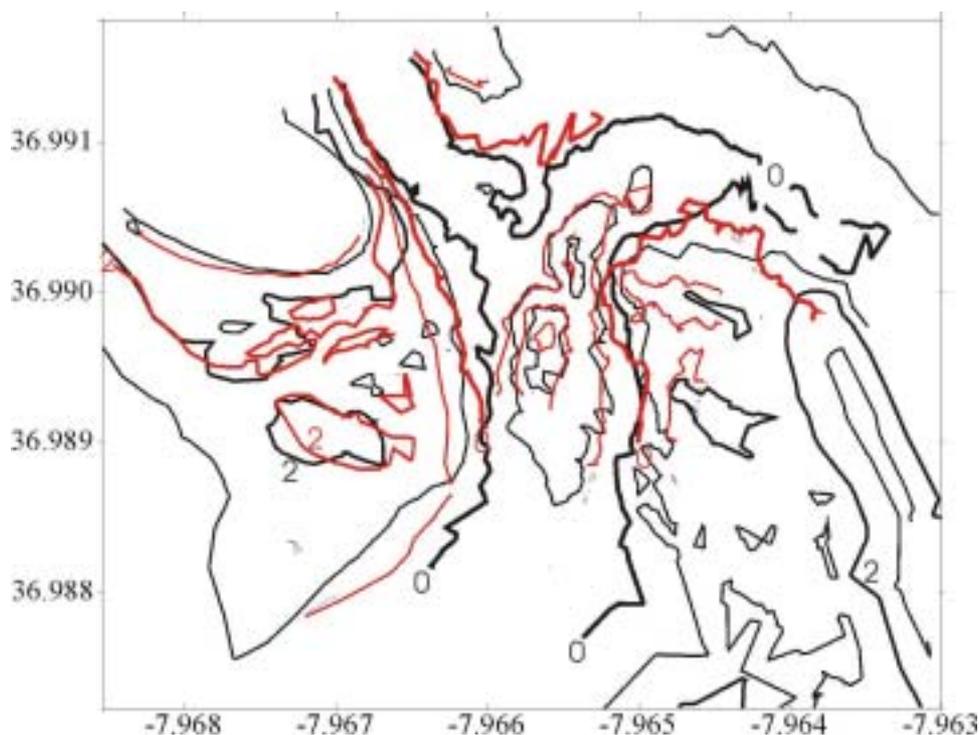


Figure VI - 2: Evolution bathymétrique de l'embouchure entre le 15-16 (en noir) et le 24-25/02/1999 (en rouge).
Bathymetry evolution between 15 and 25/02/1999 surveys.

Les mesures courantologiques par ADCP avaient mis en évidence des vitesses de courants plus élevés dans la partie ouest du chenal, notamment lors du jusant (section, Chap IV). Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer l'érosion de cette partie du chenal lors de la campagne.

- Lors du jusant, le flux sortant de l'embouchure est dévié vers la droite par la force de Coriolis, et va donc, dans ce cas, être dévié vers la plate-forme de swash amont. Il en résulte une friction plus importante des courants sur cette bordure du chenal, entraînant l'érosion du flanc ouest.

- L'autre hypothèse, qui peut s'ajouter à la précédente, résulte de la contrainte que représente la flèche de tempête accolée à l'île de Barreta sur la circulation dans l'embouchure. Les courants de jusant, déviés par cette flèche sont redirigés vers la côte ouest. De plus, ce courant, contraint dans un chenal étroit, atteint des vitesses très élevées (de l'ordre de 1 m/s vers le SE). Ces masses d'eaux venant de l'est vont pousser le courant principal vers l'ouest et peuvent expliquer l'érosion observée dans le chenal et sur la berme.

On observe également un approfondissement du chenal de l'ordre de 60 cm entre les deux relevés bathymétriques (plus ou moins 10 cm). Ce creusement du chenal, relativement rapide, peut correspondre à un ajustement de la section à la contrainte que représente la plate-forme

de swash qui migre progressivement vers l'embouchure (Escoffier, 1940). Néanmoins, sur des périodes aussi courtes (10 jours), il est difficile d'envisager un possible réajustement du chenal. Il est plus probable que les variations de profondeur du chenal résultent d'une variabilité Morte-eau / Vive-eau. En effet, les courants tidaux, beaucoup plus puissants en Vive-eau, peuvent avoir entraîné un remaniement et un transport du sédiment hors de l'embouchure. La vive-eau du 18/02/1999 est en effet la plus importante depuis le début de l'année, avec un marnage de 3.15 m.

D - 2 - Transport dans le chenal

Les vitesses maximales moyennées sur la profondeur pendant le flot et le jusant sont respectivement 1-1.25 m/s et 1.75-2 m/s, ce qui démontre bien la dominance du jusant dans l'embouchure lors des vives-eaux. Lors des mortes-eaux, la dominance du jusant est moins marquée avec des vitesses de l'ordre de 0.6-0.7 m/s en flot et des vitesses de 0.85-0.9 m/s en jusant.

L'analyse des échantillons prélevés dans l'embouchure de la Barra Nova a montré que les sédiments superficiels étaient de taille supérieure à 350 μm et les observations de méga-rides et dunes en plusieurs points du chenal et du delta indiquent clairement que la majorité du sédiment est transporté par charriage (Williams et al, submitted).

Pour quantifier le taux de transport par charriage dans l'embouchure, et pour comprendre le rôle du chenal dans le bilan sédimentaire de la Barra Nova, un ensemble de capteurs (le PIP: POL Instrument package, voir annexe) a été déployé en plusieurs points du chenal à l'aide d'une barge. Les paramètres mesurés sont: les conditions hydrodynamiques (divers courantomètres), les concentrations des sédiments en suspension (OBS, ABS, pompes) et les tailles et vitesses de migration des figures sédimentaires (profileur de rides et sonar rotatif). Ces mesures montrent que le courant maximum moyenné sur la profondeur pendant les vives-eaux est de l'ordre de 2.5 m/s.

Les figures sédimentaires, des mégarides avec une longueur d'onde de 50 cm et une hauteur de 10 cm, migrent avec une vitesse maximale de 5 m/h et de très faibles quantités de sédiments en suspension ont été mesurées (Williams et al., 2000). Etant donné la nature du sédiment ($D_{50}=1.2$ mm), la présence de rides de courant dans la Barra Nova n'est pas prédite par les formules théoriques habituellement utilisées (Van Rijn, 1990).

Les données du PIP ont été utilisées par Williams et al. (2000b) pour estimer le transport par charriage en utilisant les taux de migration des mégarides (Soulsby, 1997). Les valeurs

mesurées sont en accord avec les taux de transport par charriage prédits par la formule de Van Rijn (1993) qui surestime cependant de 1.7 fois les transports observés.

Afin d'extrapoler spatialement et temporellement ces estimations, des modèles numériques (3D-INLET et LAGOON) ont été utilisés (Williams et al., soumis) avec les bathymétries et les conditions hydrodynamiques mesurées. La formule de Van Rijn (1993), modifiée pour prendre en compte l'action des vagues et réduite par un facteur de 1.7, a permis de quantifier le transport par charriage dans l'embouchure. En prenant en compte la marée uniquement et en considérant que la totalité de la section est dominée par le jusant, le taux de transport résiduel est de 81 m^3 pour une marée moyenne. Ceci équivaut à 4000 m^3 de sédiments expulsés vers le large sur un cycle morte-eau - vive-eau ou encore $60\,000 \text{ m}^3$ sur un an en prenant en compte les variabilités des cycles (grandes vives-eaux - petites vives-eaux). Cela représente environ 50 % des apports par la dérive littorale le long de la péninsule d'Ancão (chapitre V). En prenant en compte l'impact des vagues, le modèle prédit une diminution du flux net vers le large par augmentation du transport vers la côte, notamment le long des flancs du chenal.

E - Volume du delta de jusant

Le delta de jusant d'une embouchure tidale est souvent considéré comme un réservoir potentiel pour l'aménagement des littoraux (Bruun et Gerritsen, 1959). Il représente parfois des volumes supérieurs à ceux des systèmes d'îles barrières eux mêmes (FitzGerald, 1988) et peuvent être des puits de sédiments temporaires, en piégeant la dérive littorale, et en empêchant le transfert (bypass) des sédiments d'une côte à l'autre du chenal.

La quantification du volume du delta de jusant est donc importante pour comprendre l'évolution d'un système d'îles barrières. Le sédiment peut en effet être piégé sur le delta de jusant, entraînant une forte érosion des côtes adjacentes, mais il peut également alimenter brusquement la côte aval lors d'événements ponctuels de bypass sédimentaire par ouverture de brèche dans le delta lors des tempêtes.

Il se peut également que ce volume pénètre dans l'inlet et s'accumule sur le delta de flot lors des tempêtes (FitzGerald, 1988).

La technique habituellement utilisée pour quantifier le volume du delta de jusant d'une embouchure tidale consiste à comparer la bathymétrie de l'embouchure à une bathymétrie fictive de la côte sans embouchure (Dean and Walton, 1975; Walton and Adams, 1976;

Marino, 1986; Stauble, 1998). La figure VI - 3 représente la bathymétrie de la Barra Nova pendant la campagne et une bathymétrie fictive réalisée en relevant plusieurs profils de part et d'autre de l'embouchure et en effectuant une extrapolation linéaire entre ces profils. La comparaison de ces deux cartes permet de calculer une carte différentielle et d'évaluer les volumes sableux constituant le delta de jusant. La carte différentielle de la figure VI - 3 représente en bleu le volume positif ajouté au littoral par la création du delta et en rouge, le volume supprimé par le creusement du chenal.

Le volume du delta de jusant obtenu par cette méthode est de l'ordre de $711\ 000\ \text{m}^3$, pour une superficie modifiée (superficie positive en bleu) de $700\ 000\ \text{m}^2$. Le volume érodé par le chenal est, pour la zone de calcul, $137\ 000\ \text{m}^3$, ce qui donne une accrétion nette sur la zone (par rapport au littoral fictif sans embouchure) de $574\ 000\ \text{m}^3$.

Si l'on considère que la péninsule d'Ancão a une hauteur moyenne de 10 m et une longueur d'environ 4000 m, ce volume du delta de jusant aurait nécessité un recul de 17.5 m de toute la péninsule, soit plus de 10% de la largeur de celle-ci. La création du delta n'a bien sûr pas entraîné le recul de la péninsule de manière aussi catastrophique, car on estime à près de $600\ 000\ \text{m}^3$ le volume enlevé pour creuser la Barra Nova, et la plupart des apports proviennent des falaises plus à l'est et non de la péninsule elle-même. Cependant, cette estimation qui met en évidence l'importance des volumes mis en jeu sur ce seul delta de jusant (le delta de flot est considéré comme plus volumineux (Vila et al., 1999)), est indispensable si l'on veut s'intéresser à l'évolution du système d'îles-barrières. En effet, ces deltas, qui peuvent représenter des pièges, mais également des sources de sédiments très importants, contrôlent entièrement l'évolution de l'île-barrière (FitzGerald, 1988).

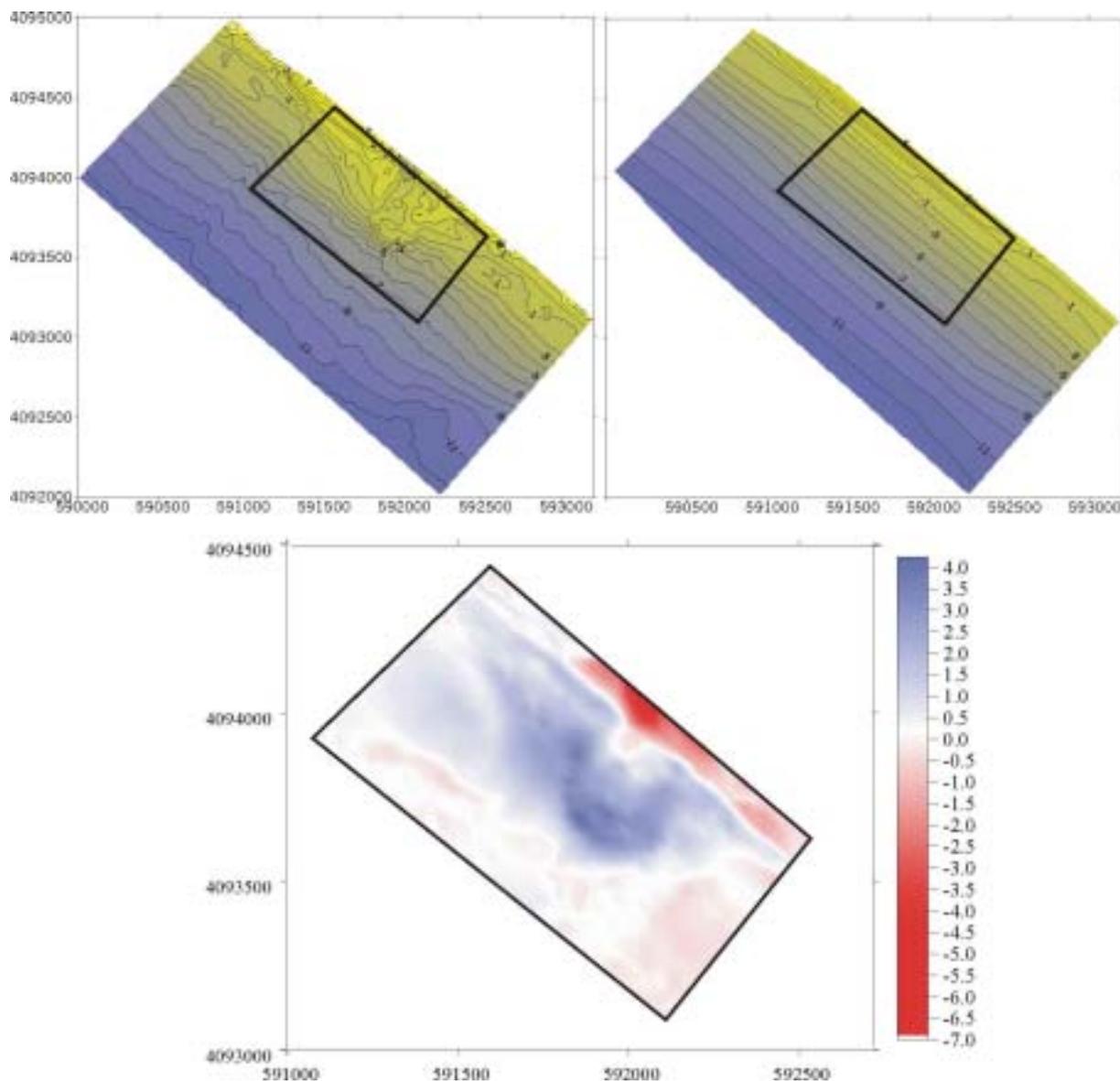


Figure VI-3: Volume du delta de jusant. En haut à gauche: bathymétrie actuelle; en haut à droite: bathymétrie fictive d'une côte sans embouchure; en bas: différentiel des deux bathymétries utilisé pour le calcul du volume du delta. *Volume calculation of the ebb shoal. Top: bathymetry surveys of february 1999 (left), idealized bathymetry without inlet (right). Bottom: differential map.*

F - Modèle d'évolution de l'embouchure pendant des conditions de beau temps après une tempête majeure d'hiver

Les conditions hydrodynamiques lors de la campagne de mesures sont restées relativement calmes, et tout à fait caractéristiques des conditions de beau temps (H1) qui prédominent en Algarve. Néanmoins, en ce début d'année, la morphologie du système est fortement conditionnée par la période hivernale et la forte tempête de décembre 1998.

La morphodynamique observée est donc celle d'un système qui retrouve la stabilité des conditions estivales après un choc hydrodynamique de type tempête hivernale. Les mesures effectuées fournissent donc une excellente opportunité de comprendre le fonctionnement de l'embouchure pendant cette période de transition entre deux états morphologiques de l'embouchure correspondant à la saisonnalité des conditions hydrodynamiques.

F - 1 - Evolution de l'embouchure (figure VI-4)

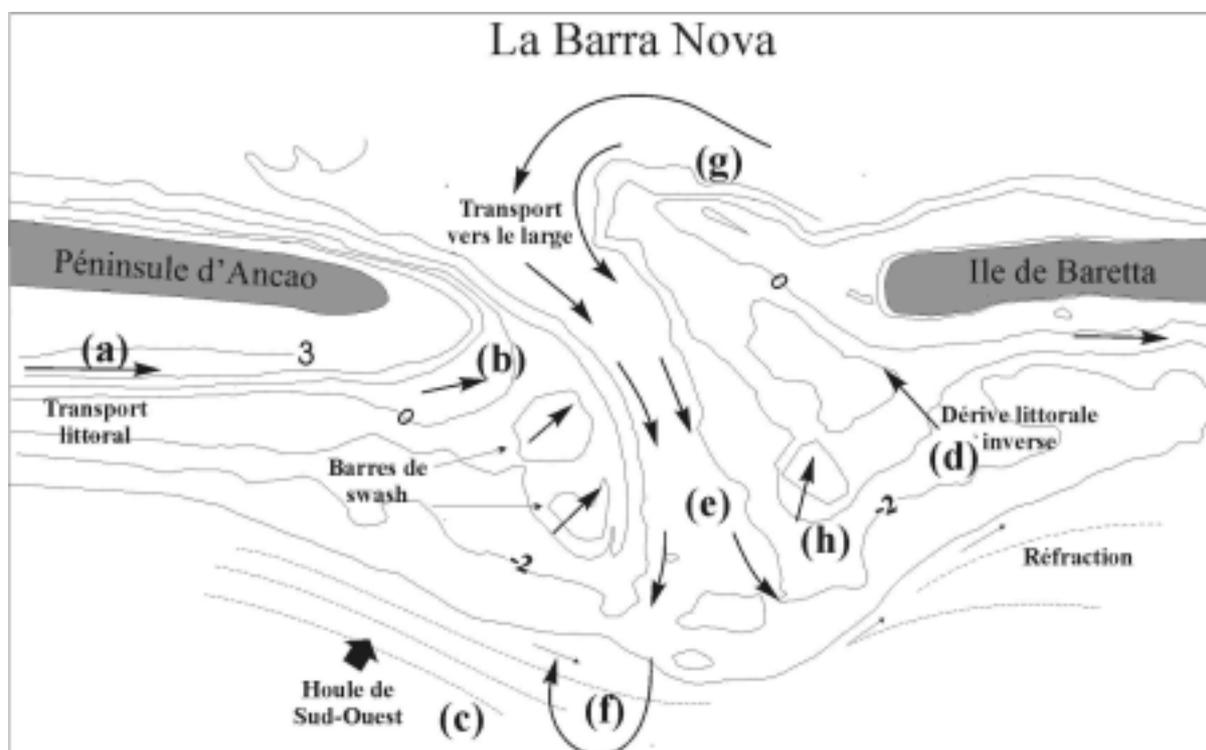
Lors des périodes de beau temps suivant une tempête, le sable est fourni à l'embouchure par la dérive littorale d'ouest en est, qui transporte le sédiment érodé sur les falaises de la côte Barlavento le long de la péninsule d'Ancão **(a)**. La majorité de ce sable est piégé sur les bancs de la plate-forme de swash amont, et en particulier sur la barre B1 qui est attachée à la berme **(b)**. La houle incidente, majoritairement de Ouest-Sud-Ouest **(c)**, provoque une migration progressive de la plate-forme de swash vers le chenal de l'embouchure. La réfraction des vagues sur le lobe terminal génère une dérive littorale inverse localisée sur la partie aval du système **(d)**. Dans le chenal, le sédiment est transporté par les forts courants tidaux et la dominance du jusant sur le flot génère un transport net vers le large **(e)** avec deux possibilités: expulsion du sédiment hors de l'embouchure ou participation à l'engraissement du delta de jusant qui peut devenir sub-émergent (comme lors de nos observations du 18/02/1999). A l'extrémité de la plate-forme de swash amont, une cellule de re-circulation anti-horaire est formée par la force de Coriolis sur les courants de jusant. Cette cellule peut potentiellement entraîner un recyclage du sédiment expulsé de l'embouchure vers la côte amont **(f)**. L'influence de la flèche de tempête **(g)** attachée à l'île de Barreta provoque l'érosion de l'extrémité de la péninsule d'Ancão en re-dirigeant les courants tidaux vers l'ouest. Cela signifie que dans cette configuration d'après tempête, l'accumulation sédimentaire n'est pas possible à l'extrémité de la péninsule. Le sédiment est érodé par ces courants de jusant

dominant, et migre le long du chenal principal jusqu'à la pointe de la plate-forme de swash, formant une flèche sableuse qui est connectée au lobe terminal du delta de jusant. Cette connexion suggère un possible by-pass des sédiments le long de la face interne du lobe terminal et une redistribution du sédiment sur la plate-forme de swash de la côte aval **(h)**.

La morphodynamique de l'embouchure pendant ces conditions de beau temps suivant une tempête est donc fortement dépendante de la morphologie d'après tempête. En effet, la flèche construite à l'extrémité de l'île de Barreta a maintenu le chenal dans sa position ouest et contraint les courants de jusant à contourner ce corps sédimentaire de plus de 4 m de haut. Le courant de jusant qui vient de la partie Est du lagon est alors dirigé vers l'ouest, vers la péninsule d'Ancão, et pousse la masse d'eau venant de l'ouest, générant une forte érosion à l'extrémité de la péninsule et la remobilisation des sédiments fournis par la dérive littorale.

L'érosion des sédiments dans la gorge de l'embouchure, en particulier sur le flanc ouest et l'accumulation à l'extrémité de la plate-forme de swash entraînent une rotation progressive de la partie externe du chenal vers l'est.

Il semble donc que, lors de ces conditions de beau temps suivant une tempête, la Barra Nova suive le modèle 2 (chapitre I) et on peut s'attendre dans ces conditions soit à la fermeture définitive du système, soit à sa réactivation par la création d'une brèche dans le delta de jusant.



FigureVI-4: Modèle de fonctionnement de la Barra Nova lors de conditions de beau temps post-tempête (Balouin et Howa, 2001, 2001b). *Conceptual model of the Barra Nova Inlet during the transitional period following a storm (Balouin and Howa, 2001, 2001b).*

F - 2 - Bilan sédimentaire de l'embouchure

Un bilan sédimentaire est l'ensemble des gains et pertes, des puits et sources d'un système sédimentaire ou d'une cellule spécifique dans une période de temps donnée (Rosati et Kraus, 1999). Il existe plusieurs manières de formuler ce bilan sédimentaire (Shore Protection Manual, 1984, Jarrett, 1991, Bodge, 1999, Mann, 1999). Un bilan sédimentaire global peut s'exprimer (Rosati et Kraus, 1999):

$$\sum Q_{source} - \sum Q_{puits} - \Delta V + A - R = Résiduel = 0$$

où ΔV est la variation nette de volume dans la cellule considérée, A et R représentent les apports ou retraits anthropiques (rechargement de plage et/ou dépôt de dragage pour A, dragage et/ou exploitation de granulats pour R). Le résiduel va représenter le degré d'équilibre du système. Pour une cellule en équilibre, ce résiduel est nul.

La figure VI-5 schématise la cellule sédimentaire représentant le système de l'embouchure de la Barra Nova. On y a porté les directions de flux nets dans le système, c'est à dire les directions prédominantes du transport sédimentaire.

A l'heure actuelle, il n'y a aucune intervention anthropique dans ce système donc aucun apport ou retrait artificiel de sédiment (A et R sont nuls).

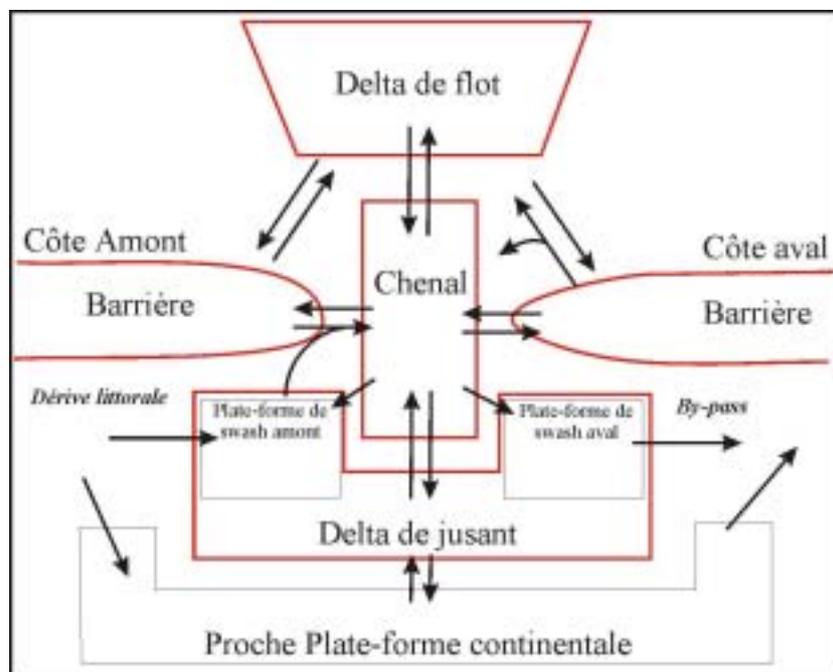


Figure VI-5: Directions des flux sédimentaires dans le système de la Barra Nova. *Direction of sediment fluxes in the Barra Nova Inlet system.*

La dérive littorale constitue la source majeure de sédiments pour notre cellule. Les événements hydrodynamiques d'est (Levante) étant rares, la direction prédominante de cette dérive est donc Ouest-Est, ce qui permet de définir une côte amont (Péninsule d'Ancão) et une côte aval (île de Barreta). En période de beau temps, le transit littoral le long de la côte amont alimente en premier lieu la plate-forme de swash amont du delta de jusant. En période de tempête, le déferlement a lieu en zone plus profonde et la dérive littorale se positionne plus loin de la plage. Ainsi, le sédiment peut être transféré directement à la proche plate-forme continentale, et par by-pass direct, contourner l'ensemble du système de la Barra Nova, sans participer à son bilan sédimentaire. Un apport de sédiment peut également s'effectuer de la plate-forme continentale vers l'embouchure, sous l'effet direct des vagues, mais ce flux est généralement considéré faible dans ce secteur de la Ria Formosa (Dias et al., 2000). Par contre, il n'y a aucun apport sableux en provenance de l'intérieur de la lagune (pas d'apports fluviaux).

Les puits de cette cellule sont composés du transfert des sédiments vers la côte aval par by-pass (direct ou au travers du delta de jusant) ou encore de l'expulsion des sédiments vers le plateau continental par les courants de jusant ou les vagues de tempêtes. Le delta de flot ne semble entretenir aucun échange sableux vers l'intérieur de la lagune. La frontière interne de la cellule est donc fermée au transfert sableux.

A l'intérieur même de la cellule considérée, le rôle des vagues est limité à sa partie externe : construction et façonnement des plates-formes de swash, transfert sédimentaire par dérive littorale en travers du delta de jusant, érosion des côtes amont ou aval. Le chenal, lui joue un rôle de re-distributeur de sédiments qui peut éroder ou alimenter la plupart des compartiments : si on considère les flux nets, ce chenal érode ces deux rives (donc les deux côtes aval et amont) en fonction de ses divagations et il échange des stocks sédimentaires avec soit le delta de jusant, soit le delta de flot.

Suivant l'équilibre entre sources et puits de la cellule et l'interaction des processus de vagues et de courants de marée au sein même de celle-ci, les entités sédimentaires de la cellule (delta de flot, delta de jusant, chenal, côtes adjacentes) vont ajuster leur réponse morphologique : accrétion, équilibre ou démaigrissement.

Dans ce contexte général de circulation sableuse à l'embouchure, notre étude a permis de quantifier certains processus actifs pendant des conditions de beau temps, alors que l'embouchure a une morphologie héritée d'une tempête hivernale (figure VI-6).

Cette quantification ne peut pas être directement extrapolée pour envisager l'évolution à long terme de l'embouchure, car nos mesures ont été réalisées à un moment particulier de l'évolution du système. Néanmoins, l'étude des échanges sableux entre les différents compartiments de ce système à ce moment particulier a permis de comprendre les processus de transfert du sédiment au sein de la cellule considérée.

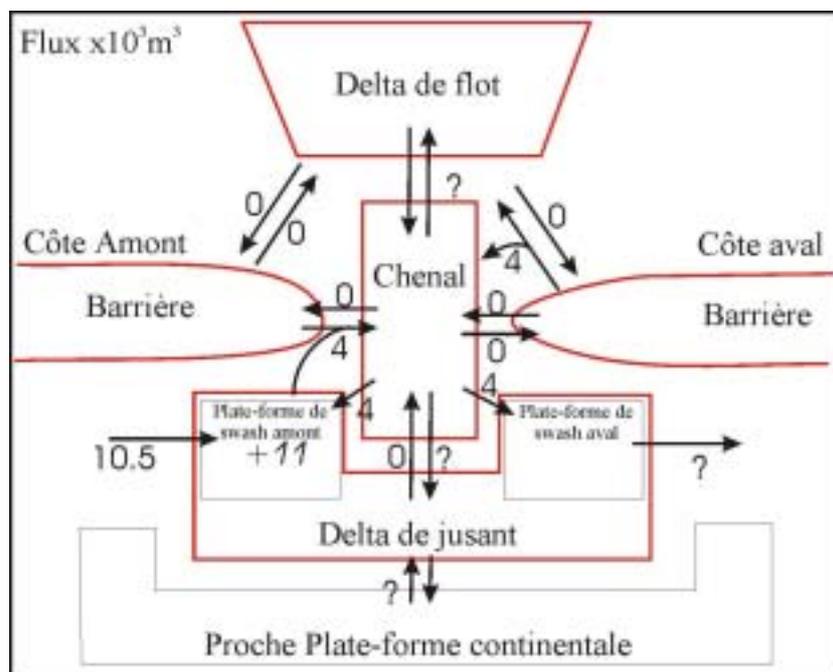


Figure VI-6: Bilan sédimentaire mensuel ($\times 10^3 \text{ m}^3$) de l'embouchure de la Barra Nova par conditions de beau temps. *Sedimentary budget of the Barra Nova Inlet during the transitional period.*

La quantité de sédiments qui arrive par dérive littorale de la côte amont (10500 m^3 /mois) est piégée sur la plate-forme de swash et sur la berme de la côte amont. Le chenal érode le côté amont du système, à la fois la berme (-4000 m^3) et son flanc ouest (-6500 m^3 en 10 jours dans la gorge, soit entre 15 et 20 000 m^3 /mois).

Une partie de ce sable transite sous forme de mégarides sur le flanc ouest du chenal et on a retrouvé un stock déposé en zone intertidale à l'extrémité de la plate-forme amont ($+4000 \text{ m}^3$). Une autre partie se dépose sur en zone subtidale de l'extrémité de la plate-forme de swash amont qui migre d'environ 50 m vers l'est (Balouin *et al.*, 2001). Ce transport n'apparaît pas dans le bilan, car on considère alors que le sédiment ne sort pas de la cellule "chenal". En effet, dans ce cas, le sédiment est déplacé de la gorge vers l'extrémité du chenal, et comble la partie sud du chenal, permettant la migration de la plate-forme de swash amont vers l'est. Une autre partie participe à l'alimentation du delta de jusant et enfin une partie de ces sédiments est probablement expulsée de l'embouchure (non quantifié).

Sur le côté aval du système, une accumulation de 4000 m³ a été quantifiée sur la plate-forme de swash aval (Balouin *et al.*, 2001c) et 4000 m³ de sédiments sont érodés sur la flèche de tempête qui tend à se courber vers le sud. Ici aussi la présence de mégarides de jusant sur le flanc est du chenal suggère un transport des sédiments vers le large sous l'effet des courants de jusant.

Ce bilan sédimentaire peut se résumer comme suit :

- la totalité de la dérive littorale est piégée sur la plate forme amont qui s'engraisse (+11000m³/mois), il n'y a donc pas de by-pass du système par la dérive littorale en période de beau temps (Balouin *et al.*, 2001) ;
- la similitude des flancs ouest et est du chenal est frappante : érosion de la berme en amont et dépôt du même volume sur l'extrémité de la plate-forme de swash amont, érosion de la flèche de tempête et dépôt du même volume sur la plate-forme de swash aval. Ceci suggère que les sédiments érodés par les courants de marée sur les extrémité des barrières sont transportés sur les flancs du chenal sous forme de mégarides de jusant et, par interaction avec les vagues incidentes, sont recyclés directement sur les plates formes de swash adjacentes.
- les 15 à 20000m³ de sédiments remobilisés dans le chenal ont un devenir peu connu. C'est un gros volume sableux qui peut participer à l'alimentation du delta de flot, de jusant ou être expulsé vers le large. Quelques arguments peuvent être avancés. En ce qui concerne le delta de flot, les observations long terme (Vila *et al.*, 1999) ont révélé que ce delta a un volume stable et n'est susceptible d'être alimenté qu'en période de forte houle. Donc par beau temps, le volume sableux remobilisé dans le chenal est transporté vers le large, stocké sur le delta de jusant puis vraisemblablement soit expulsé vers la plate-forme continentale soit pris en charge par les vagues et la dérive littorale pour transiter vers la côte aval et alimenter les plages plus à l'est. Mais nous n'avons aucune donnée fiable pour étayer et quantifier cette hypothèse.

Dans le contexte de migration de la plate-forme de swash amont vers l'embouchure, une importante partie de ce sédiment doit s'accumuler à l'extrémité sud du chenal pour permettre l'avancée de la plate-forme de swash. En effet, celle-ci n'exportant pas de sédiment (bilan sédimentaire équilibré), ne peut prograder sans apports sur le flanc subtidal sud-ouest du chenal.

Ce bilan sédimentaire, malgré quelques lacunes, révèle deux processus très importants de fonctionnement de la Barra Nova :

- le système est constitué de deux sous-cellules indépendantes: 1) la sous-cellule amont, qui est équilibrée, avec le flux de la dérive littorale correspondant au volume total accumulé sur la plate-forme de swash, 2) la cellule aval, où l'érosion progressive de la flèche de tempête compense l'accumulation sur la plate-forme de swash. Ces deux sous-cellules sont séparées par le chenal qui se présente comme une barrière hydrodynamique très efficace.
- Un gros volume sableux est remobilisé dans le chenal et participe vraisemblablement à l'alimentation du delta de jusant, ce qui pourrait à terme favoriser le comblement de la sortie du chenal (cf. évolution long terme de la Barra Nova).

Chapitre VII:

Modèle conceptuel de la Barra Nova

Chapitre VII:

Modèle conceptuel de la Barra Nova

L'étude de l'évolution morphologique de l'embouchure de la Barra Nova lors de conditions de beau temps (chapitres précédents) a permis de caractériser cette morphodynamique particulière associée à la morphologie d'après-tempête. Lors de cette période de "transition", l'embouchure devient de plus en plus oblique et tend à se fermer. Elle semble alors suivre le modèle 2 (chapitre I) de fonctionnement par brèche du delta de jusant.

Cependant, ce modèle prévoit une réhabilitation du système sans migration importante de l'embouchure, par création d'une brèche dans le delta de jusant, et abandon progressif de l'ancien chenal. Or, l'évolution historique de l'embouchure (chapitre II) a montré que, sur une échelle de temps plus importante (10-100 ans), le phénomène principal correspond à la migration de l'embouchure vers l'est jusqu'à sa fermeture définitive, alors compensée par la création d'un nouveau système à l'ouest (modèle 3).

Dans ce contexte, les processus responsables de la migration de l'embouchure demeurent inconnus.

L'objectif de ce chapitre est d'intégrer à nos résultats des données à plus long terme (principalement des acquisitions vidéo), afin de proposer un schéma de fonctionnement de l'embouchure, resituant notre modèle de beau temps à court terme dans un contexte plus large d'évolution de l'embouchure à moyen, voir long terme.

Dans la première partie, nous analyserons l'influence des différents types de tempêtes sur le système de la Barra Nova, puis nous détaillerons le schéma conceptuel proposé.

A - Réponse de l'embouchure aux tempêtes

Les événements de tempêtes représentent souvent les processus majeurs d'évolution des embouchures. En effet, ces événements importants font passer en quelques heures un système dominé par les courants de marée en un système où les vagues deviennent le processus prédominant. Ceci peut se traduire par des modifications morphologiques majeures (FitzGerald, 1988), tels que le rapprochement brutal du delta vers la côte, le transfert important de sédiments côtiers au delta de flot (figure VII-1 et comme en 1938 à Shinnecock inlet), ce qui, en modifiant la configuration et la superficie de la lagune va avoir de très fortes implications sur le prisme tidal et le maintien du système. Ces événements peuvent également être à l'origine de transfert important des sédiments vers la côte aval par création d'une brèche dans le delta (modèle 3, Chapitre I).

Les processus de washovers (franchissement de la dune qui entraîne d'important dépôts dans l'arrière-dune) qui peuvent survenir lors de ces tempêtes ont également des incidences importantes sur la stabilité des îles barrières. En effet, le sédiment accumulé lors de ces washovers réduit la superficie du bassin, modifiant le prisme tidal, ce qui peut suffire à inverser la dominance d'une embouchure (de flot à jusant par exemple) (Salles, 2000).

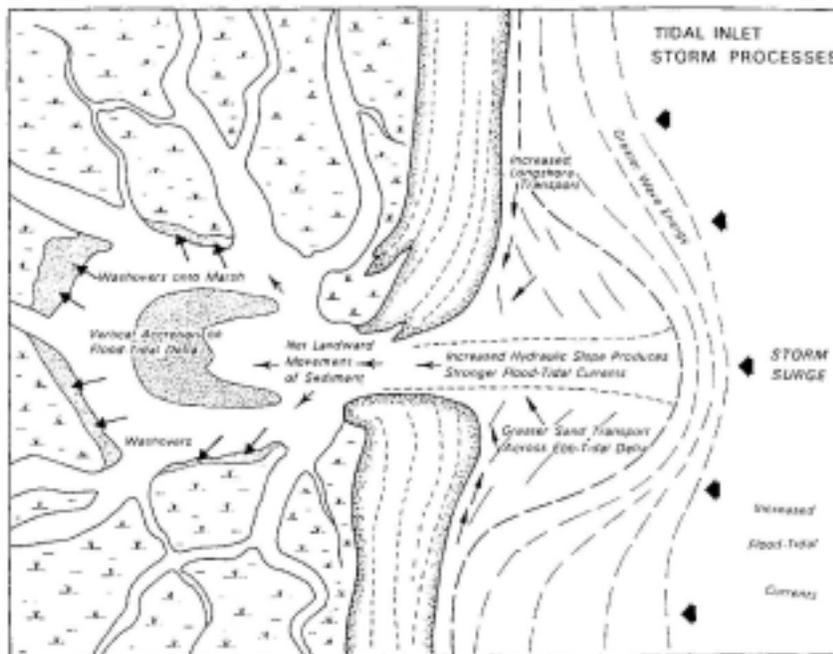


Figure VII-1: Modèle de processus d'une embouchure tidale lors d'une tempête (D'après FitzGerald, 1988). *Inlet responses to storm event.*

A - 1 - Rappel du climat océanographique

Le climat océanographique de la région de l'Algarve est caractérisé par une prédominance des conditions dites de "beau temps" ($H_s < 1 \text{ m}$, $4 < T < 6 \text{ s}$), majoritairement d'Ouest-Sud-Ouest. Mais, deux types de conditions beaucoup plus dynamiques sont également caractéristiques de l'Algarve: les tempêtes de Sud-ouest ($H_s > 3 \text{ m}$, $6 < T_p < 10$, SO) et les tempêtes de Sud-Est dites "Levante" ($H_s > 3 \text{ m}$, $6 < T_p < 12 \text{ s}$, SE). L'outil vidéo, positionné sur l'île de Barreta pendant 14 mois, a permis de caractériser l'impact de ces événements dynamiques sur l'embouchure (Morris et al., soumis).

Les tempêtes de Sud-Ouest ont lieu essentiellement en hiver, et jouent un rôle très important sur la morphologie de l'embouchure. Les tempêtes de Sud-Est peuvent avoir lieu toute l'année (Pires, 1998). Néanmoins, elles sont moins fréquentes, et du fait de l'orientation de la côte, ont un impact moindre sur la partie ouest de la Ria Formosa.

A - 2 - Impact de la marée:

L'élévation du niveau marin lors des périodes de tempête va affecter considérablement l'impact de celles-ci sur le système. En effet, lors des marées hautes de vives-eaux, la dissipation de l'énergie sur les bancs du delta de jusant est diminuée, et la majorité des vagues déferlent directement sur le pied de dune. La morphologie très escarpée de la dune sur l'île de Barreta est attaquée directement par le déferlement lors des marée de grande vives-eaux, alors qu'elle est rarement atteinte lors des marées moyennes. La figure VII-2 représente des images acquises par le X-Band Radar lors de la campagne. Les zones sombres représentent les zones de déferlement (dissipation de l'énergie, voir chapitre IV). L'image d'en haut a été acquise le 24/02/1999 lors de la marée haute de morte-eau. Les deux autres images sont datées du 01/03/1999, lors d'une vive-eau, à marée haute et à marée basse. Ces images montrent clairement la zone de forte dissipation de l'énergie des vagues incidentes. Lors de la marée de morte-eau, le déferlement est relativement loin de la côte, et la majeure partie de l'énergie est dissipée sur le lobe terminal du delta de jusant. Lors de la marée haute de vive-eau (01/03/99), le déferlement est proche de la côte, et l'énergie n'est pas dissipée sur le delta de jusant. Lors d'une tempête, entraînant une surcote, ce déferlement très proche de la côte est donc en

mesure d'attaquer directement le cordon dunaire sur l'île de Barreta. Lors de la marée basse, l'énergie du déferlement est largement absorbée par le delta de jusant.

A - 3 - Tempête de Sud-Est "Levante"

Les tempêtes de Sud-Est résultent du vent méditerranéen "Levante" qui souffle dans le détroit de Gibraltar. Elles sont caractérisées par des vagues supérieures à 3 m (H_s) et de périodes comprises entre 6 et 12 s.

Etant donnée la direction de la côte au niveau de la Barra Nova (NO-SE) et la forme en triangle de la Ria Formosa, ces vagues d'ESE sont fortement réfractées sur l'île-barrière avant d'atteindre l'embouchure. C'est pourquoi leur incidence sur la morphodynamique du système reste faible malgré des hauteurs de vagues considérables.

La figure VII-3 représente les plans de réfraction de la houle de SE (d'après Granja et al., 1984). La houle d'ESE subit donc de profondes modifications avant d'atteindre l'embouchure, et on peut en conséquence s'attendre à un impact moindre sur l'embouchure de la Barra Nova.

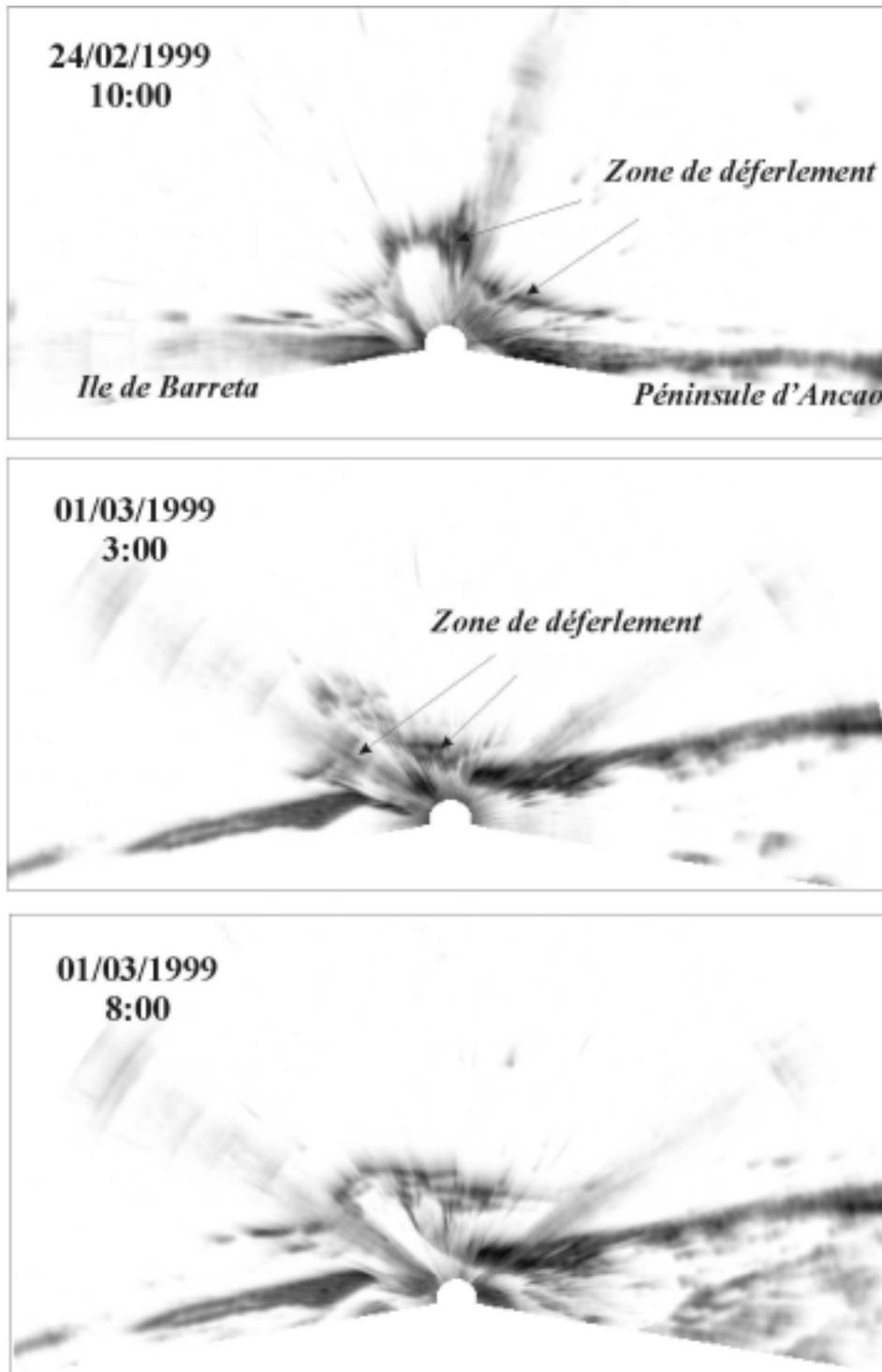


Figure VII-2: Images radar (X-Band, Bell, 2000) de l'embouchure lors d'une morte-eau (24/02/1999) et lors d'une vive-eau (01/03/1999) à marée haute (3h) et à marée basse (8h). Les zones ombrées représentent les zones de déferlement. *X-band radar images during a neap tide (24/02/99) and a spring tide (01/03/99) at low (3h) and high tide (8h). Dark areas represent the shoaling/breaking zone.*

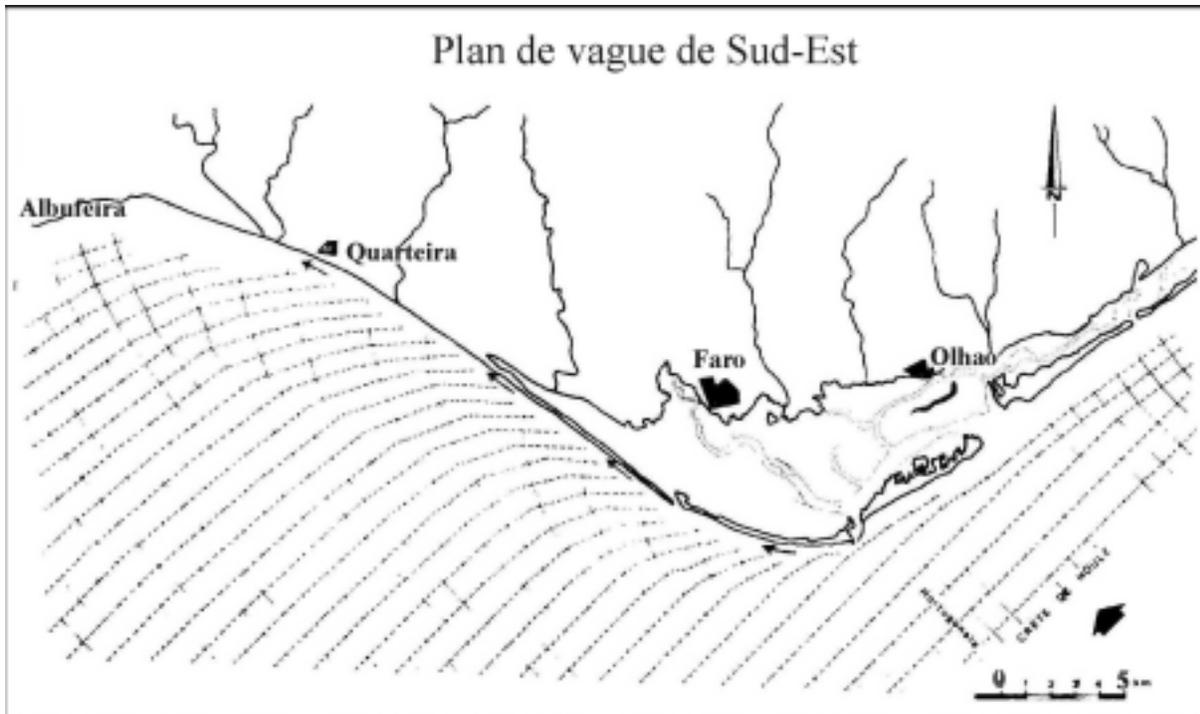


Figure VII-3: Plan de réfraction de la houle de SE (modifié d'après Granja et al., 1984). Refraction of SE wave (after Granja et al., 1984)

Lors du suivi vidéo, peu après la campagne de mesures (23-24/03/1999), une tempête de Sud-Est a eu lieu, avec des vagues de hauteur significative 3.6 m, une période significative de 7 sec et de direction 130°N et lors d'une morte-eau avec un marnage moyen de l'ordre de 2m. La figure VII-4 illustre la morphologie de l'embouchure avant et après cette tempête. Aucune variation morphologique significative de l'embouchure n'a pu être observée.

La flèche de tempête attachée à l'île de Barreta était déjà rompue et la forme globale du delta de jusant n'a pas été modifiée par ces vagues de 3.6 m. L'impact de cette tempête sur le chenal est illustré par Morris et al. (2001) qui concluent que les tempêtes de Sud-est ont des effets peu significatifs sur l'embouchure. La tempête a eu lieu lors d'une morte-eau (marnage de 2m), ce qui réduit considérablement l'énergie atteignant la côte et peut expliquer son faible impact. Néanmoins, la réfraction de la houle de sud-est sur la forme triangulaire de la Ria Formosa tend à diminuer fortement l'impact des vagues sur le système et les modifications morphologiques de l'embouchure associées à ces tempêtes sont faibles même pendant les périodes de vives-eaux. Les variations, observées par Vila et al (1999) en 1998 lors d'une fréquence inhabituellement élevée de tempêtes de Levante, se traduisent par un recul modéré de la péninsule d'Ancão sans modification majeure de la forme du delta de jusant et du chenal.

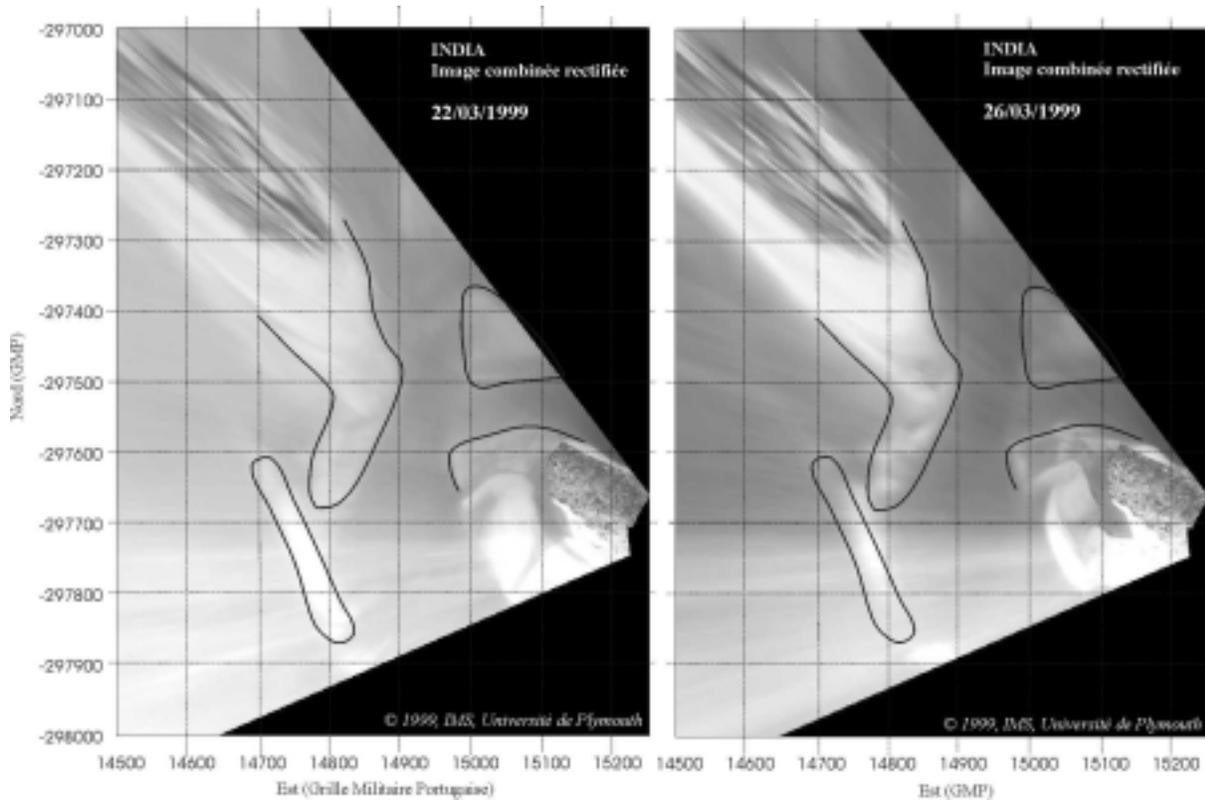


Figure VII-4: Evolution morphologique lors de la tempête de Sud-Est du 23-24/03/99. Image vidéo du 22 mars (à gauche) et du 26 mars (à droite). *Morphological changes after 23/03/99 event (SE storm).*

A - 4 - les tempêtes de Sud-Ouest

Les tempêtes de Sud-Ouest ont un impact beaucoup plus important sur le système. En effet, la houle de plus de 3 m arrive dans ce cas directement sur la côte sans dissipation possible de l'énergie (plate-forme continentale étroite: 10 km). Ces tempêtes attaquent donc l'embouchure d'Ancão avec une incidence faible (côte orientée NO-SE) et modifient fortement la morphologie de l'embouchure.

Un événement majeur a eu lieu en décembre 1998, caractérisé par des vagues de près de 4 m provenant de Sud-Ouest ($215 < \text{Dir} < 229^\circ \text{ N}$, $T_p = 9\text{s}$). L'impact de cette tempête a pu être déterminé grâce au suivi vidéo (Morris et al., 2001). La figure VII-5 représente la morphologie de l'embouchure avant et après cet événement majeur survenu lors d'une vive-eau.

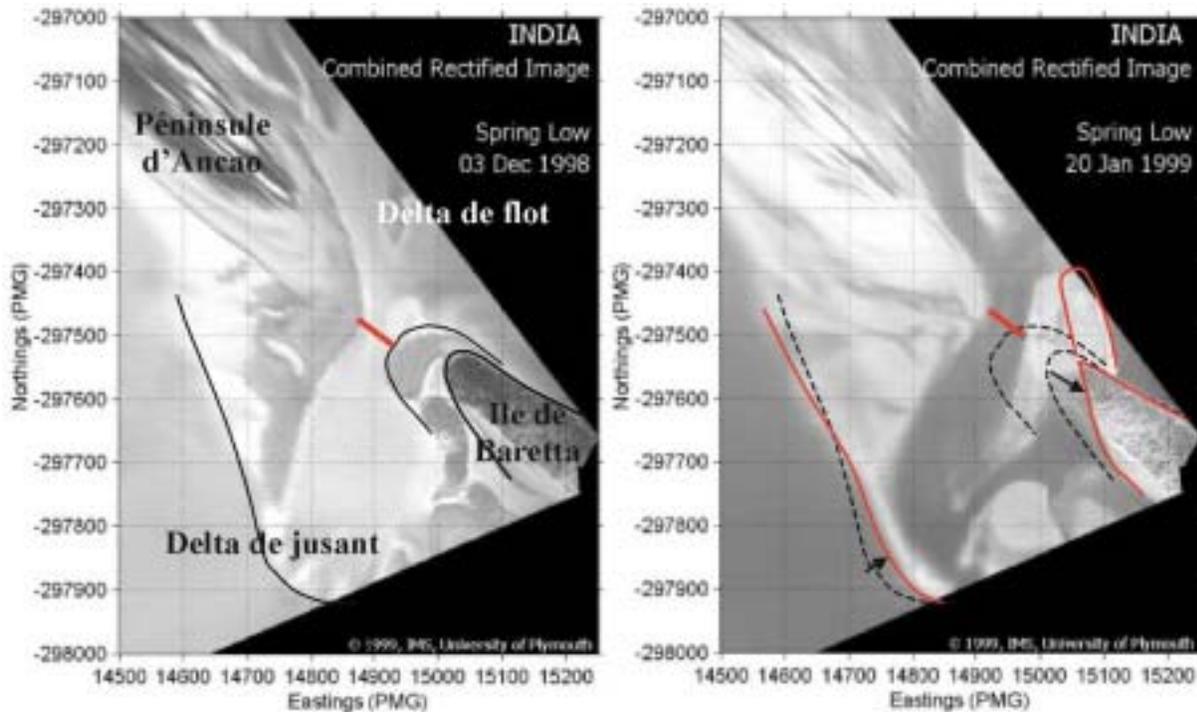


Figure VII-5: Impact des tempêtes de Sud-Ouest sur l'embouchure de la Barra Nova. Le segment rouge de même longueur sur les deux images illustre la stabilité de la largeur de l'embouchure. Images vidéo de l'Institut des Sciences Marine de Plymouth du 3/12/98 et du 20/01/99. *Inlet responses to the SW storm event of Dec 1998.*

Le niveau marin sur les deux images est approximativement le même (quelques centimètres d'écart), et si les zones de déferlement et de swash (en blanc) couvrent une partie de l'information sur ces images moyennées, plusieurs structures sont clairement observables: La limite de la végétation en haut de la dune sur l'île de Barreta, la forme générale des bancs et du delta de jusant, la section de l'embouchure (à marée basse), et la superficie des bancs émergents.

Les modifications de l'embouchure lors de cette tempête sont importantes (figure VII-5). Elles se caractérisent par:

- un fort recul de l'île de Barreta (plus de 57 m) représenté ici par la limite de la dune végétalisée en haut de la falaise;
- Le lobe terminal du delta de jusant a été poussé vers la côte (près de 30 m) par les vagues et a maintenant une forme quasi-linéaire caractéristique des embouchures dominées par la houle;
- une flèche de tempête s'est formée à l'extrémité de l'île de Barreta, probablement constituée du sable érodé sur la dune de Barreta transporté par la dérive littorale inverse;

- un important by-pass sédimentaire a eu lieu, permettant la formation d'une large barre de swash sur la plate-forme aval du delta de jusant;

- La section de l'embouchure est restée inchangée. Ce point est important à noter, car cela signifie que malgré un recul de près de 60 m de la falaise de Barreta, soit un élargissement de 60 m entre les deux dunes, la section du chenal n'est pas modifiée. Cela s'explique par la construction de la flèche de tempête à l'extrémité de Barreta, qui bloque le chenal au Nord-Ouest, et a limité tout élargissement ou toute migration de celui-ci.

- Un dernier point majeur de la morphologie d'après-tempête est que le chenal a maintenu son axe et est toujours plus ou moins perpendiculaire au linéaire côtier. Ceci est plutôt surprenant si l'on considère que l'embouchure a adopté pendant cette tempête de nombreuses particularités des embouchures dominées par les vagues. On s'attend dans ces conditions à observer un chenal oblique poussé vers la côte aval par les vagues.

La figure VII-6 représente les effets d'une autre tempête de Sud-ouest survenue le 20 Octobre 1999 (Hs > 4 m, Dir =255, Tp = 9 s). Cette tempête survenue lors d'une marée moyenne a eu des effets très similaires sur l'embouchure de la Barra Nova. L'île de Barreta a reculé d'une vingtaine de mètres, apportant une quantité de sédiments suffisante pour former une flèche à l'extrémité de l'île. Le delta a été poussé vers la côte et a une forme beaucoup plus linéaire.

La migration du chenal est encore une fois très limitée, mais l'incidence beaucoup plus oblique de la houle lors de cette tempête a favorisé l'accrétion à l'extrémité de la péninsule d'Ancão qui prograde et réduit légèrement la section de l'embouchure.

Le chenal est comme pour la tempête de décembre 1998 resté plus ou moins perpendiculaire au trait de côte.

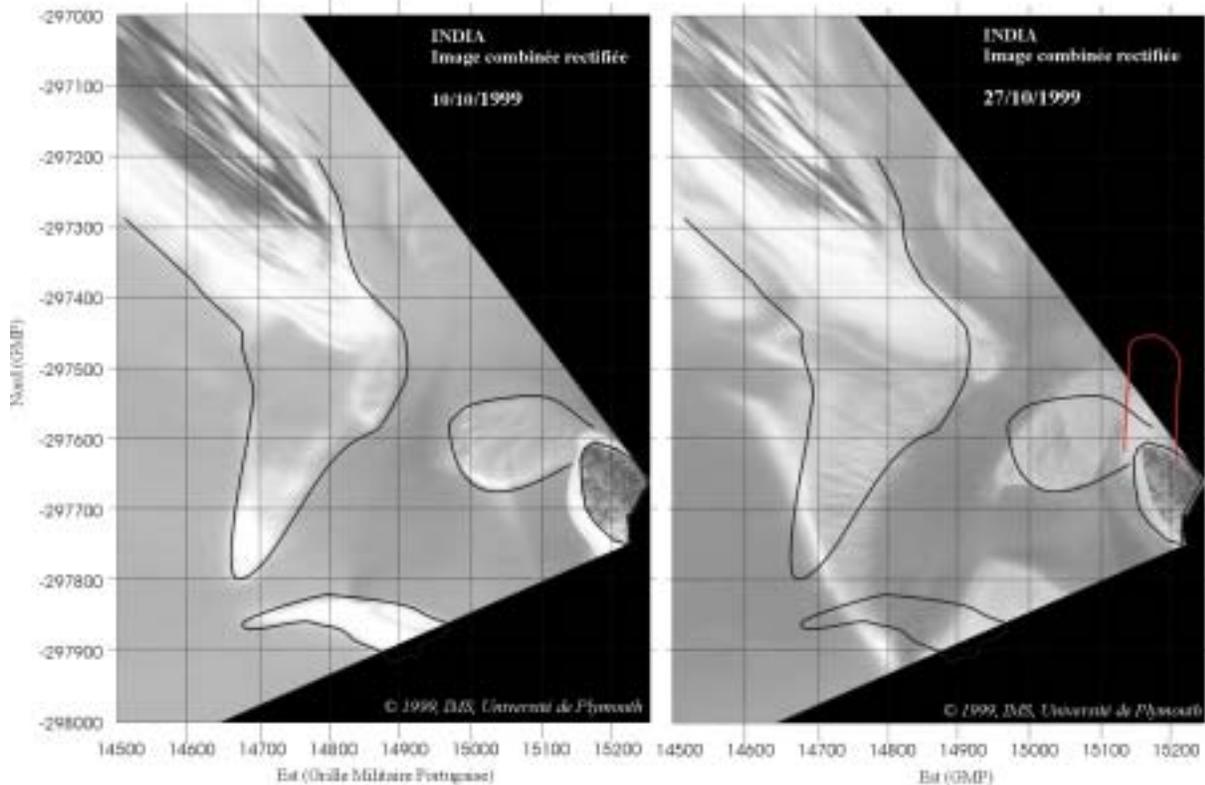


Figure VII-6: Impact de la tempête du 10 Octobre 1999 ($H_s > 4\text{m}$, $T_p = 9\text{s}$, $Dir = 255^\circ\text{N}$) sur la Barra Nova. Images rectifiées et combinées du 10 et 27 octobre (vives-eaux). *Inlet responses to the storm event of 10/10/99.*

Ce type de morphologie post-tempête a donc pu être observé pendant deux années successives par le biais de l'imagerie vidéo. Etant donné l'aspect saisonnier des tempêtes de Sud-ouest en Algarve, cette morphologie peut être considérée comme étant typique de l'après-hiver.

Cette morphologie d'après tempête va fortement modifier les écoulements dans l'embouchure et le retour à des conditions plus stables de ce système globalement dominé par la houle va durer quelques semaines voir quelques mois selon la perturbation engendrée par la tempête.

C'est donc cette période de transition, gouvernée par la géométrie d'après-tempête, qui a été quantifiée lors de la campagne et qui est décrite dans le chapitre VI. Ces connaissances de l'impact d'une tempête sur l'embouchure et de l'évolution d'après-tempête que nous avons pu caractériser lors de la campagne INDIA permet de proposer un schéma conceptuel de fonctionnement de la Barra Nova.

B - Modèle conceptuel de l'embouchure

Cette partie fait l'objet d'une publication acceptée à *Geo-Marine Letters*.

La connaissance de l'impact des tempêtes hivernales sur le système de la Barra Nova et le fonctionnement lors de la période de transition suivant ces événements (chapitre VI) permet d'envisager les processus d'évolution de l'embouchure.

Il est démontré que la migration de l'embouchure de la Barra Nova le long de la Ria Formosa n'est pas progressive, et s'effectue par sauts lors des événements de tempêtes qui sont responsables de plus de 90 % de la migration. Ceci confère un aspect saisonnier à l'évolution morphologique. En effet les tempêtes, en Algarve, ont surtout lieu lors de la période hivernale, alors que le printemps et l'été sont caractérisés par des conditions beaucoup plus calmes.

- Lors de la période de transition qui suit ces tempêtes, l'évolution du système est gouvernée par la morphologie d'après-tempête, qui empêche la migration de l'embouchure. Le sédiment provient essentiellement de la dérive littorale le long de la Péninsule d'Ancão. Il est remobilisé par les courants de jusant et piégé sur la plate-forme de swash amont du delta de jusant, entraînant la rotation progressive du delta de jusant vers la côte aval.

- Après cette période de transition, dont la fin est marquée par la disparition des structures de tempête, le système tend à rétablir sa morphologie d'équilibre par la migration de la gorge vers le sud-est, le développement de la flèche (péninsule d'Ancao), et la formation de dunes embryonnaires.

Les processus responsables de la migration historique de l'embouchure de la Barra Nova sont décrits selon un modèle conceptuel en trois étapes. La migration de l'embouchure résulte d'un ajustement de la côte amont à une forte érosion de la côte aval pendant les tempêtes hivernales. Dans ce cas, la migration de l'embouchure ne résulte pas d'un forçage par la dérive littorale qui "pousse" le chenal, mais de l'ajustement du système après les sauts de l'embouchure lors des tempêtes.

Geo-marine Letters (2001)

Yann Balouin* and Hélène Howa**

Sediment transport pattern at the Barra Nova inlet, South Portugal: a conceptual model

Abstract The Barra Nova inlet, in south Portugal, is known to migrate progressively southeastwards under wave action. The morphodynamics of this system during a representative year suggests that this long-term evolution is dependant on a seasonal behavior of the tidal inlet that can be described through a three-stages model of post-storm, transition and extended fair-weather conditions. Processes involved in this evolution indicates that the historical migration of the Barra Nova is not dependant on the longshore drift forcing constricting the channel on the updrift coast, but in the adjustment of the system to a major erosion of the downdrift coast during short storm events.

Introduction

Sand transport pathways, sediment budgets and the consequent morphological evolution of tidal inlets (and associated deltas) have been extensively studied over

*University of Bordeaux, UMR 5805-CNRS, Department of Geology and Oceanography, Avenue des Facultes, 33405 TALENCE Cedex FRANCE. fax: 33 5 56 84 08 48, E-mail: y.balouin@geocean.u-bordeaux.fr

** University of Angers, UPRES EA 2644 Boulevard Lavoisier, 49045 Angers Cedex FRANCE

past decades (e.g., Hayes et al. 1970, Oertel 1975, Hine 1975, Hubbard 1975, FitzGerald et al. 1976, Hayes 1980, FitzGerald 1996, Komar 1996, Kana et al. 1998). Sediment transport processes are well known to be closely linked to the combined action of tidal currents constricted by the inlet and local wave climate. Depending on the relative influence of tidal currents and waves, tidal inlet shoals evolve through several stages of channel/bank migration which control their stability and the durability of the inlet. Tidal inlet currents interrupt wave-induced longshore sediment transport (FitzGerald 1982), affecting adjacent beach sedimentation processes and the formation of shoals and deltas on both sides of the inlet throat. Sand bypassing occurring at tidal inlets has been widely studied and numerous conceptual models have been proposed. Most of these models are based on the pioneering work of Bruun and Gerritsen (1959), Bruun (1966), and FitzGerald (1982). In a recent review by FitzGerald et al. (2000), six conceptual models have been highlighted to explain the evolution of natural tidal inlets and sediment bypassing (Fig. 1):

Model 1: Stable inlet processes. A stable inlet has a stationary inlet throat and a static main ebb channel position through the ebb-tidal delta. Bypassing at these inlets occurs through the formation, migration, and attachment of large bar complexes to the downdrift shoreline.

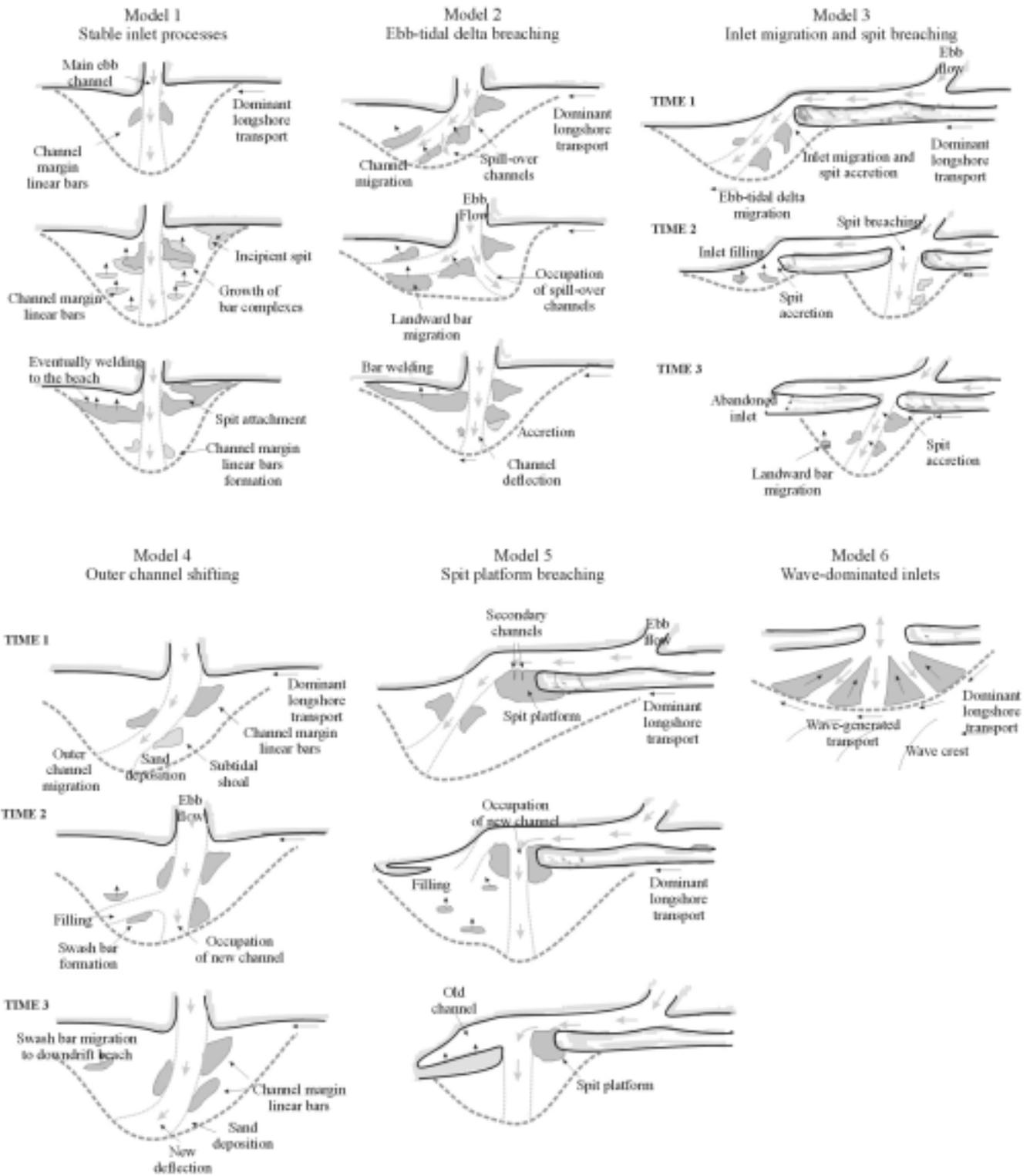


Figure 1: Conceptual models of inlet sediment bypassing (modified after FitzGerald et al., 2000).

Model 2: Ebb-tidal delta breaching. Ebb-tidal delta breaching occurs at tidal inlets which have stable throat positions, but whose main ebb channels cyclically migrate downdrift. Sediment accumulation on the updrift side of the ebb-tidal delta causes a downdrift deflection of the main ebb channel, and tidal flows at the inlet become hydraulically inefficient. Breaching occurs on the updrift swash platform, a new channel being cut in the process. The abandoned channel gradually fills with sediment deposited by tide- and wave-generated currents. The breaching process commonly results in the bypassing of a large portion of the ebb delta sand.

Model 3: Spit breaching by inlet migration. Sand transported along the coast and deposited in the tidal inlet constricts the inlet throat by decreasing the channel cross-sectional area. As a result, the inlet migrates in the downdrift direction, the inlet channel becoming progressively longer. This increases the frictional resistance of the tidal flow, and thereby reduces the tidal range in the bay. Increasing differences in tidal phase and tidal range between the ocean and the back-barrier area eventually result in breaching of the spit and formation of a new tidal inlet. By this process large quantities of sand are transferred to the downdrift beaches.

Model 4: Outer channel shifting. This mechanism of inlet sediment bypassing is similar to ebb-tidal delta breaching, but is limited to the seaward end of the main ebb channel and involves smaller volumes of sand. The inner portion of the main channel remains fixed whereas the outer channel is deflected downdrift because of preferential accumulation of sand on the seaward updrift side of the swash platform. As the outer portion of the channel becomes more deflected, a new channel is cut through the distal portion of the ebb delta.

Model 5: Spit platform breaching. At most migrating inlets, the updrift barrier spit is fronted by a large intertidal spit platform. For this condition, the mechanism of sediment

bypassing is similar to the mechanism of model 3, but breaching occurs through the spit platform instead of the subaerial spit.

Model 6: Wave-dominated inlet. In wave-dominated inlets the distribution of sand bodies and general morphology of the ebb-tidal delta reflect the dominance of wave-generated rather than tide-induced sediment transport. Sediment bypassing at these inlets occurs continuously along the periphery of the ebb delta, especially at high tide.

Based on these conceptual models, our study focused on documenting the sediment transport dynamics at the Barra Nova tidal inlet in South Portugal with the aim of describing its morphological evolution. The main objective of this study is to determine the processes responsible for the Barra Nova inlet migration and, more specifically to understand the morphological responses of the inlet during and subsequent to winter storm events. In addition, the processes involved in the longer-term morphological evolution (10-100 years) of the inlet are discussed.

Physical setting

The Barra Nova inlet is located on the western part of the barrier island system of the Ria Formosa, located in the Algarve, south Portugal (Fig. 2). The inlet separates Ancão Peninsula from Barreta Island and is located in the most dynamic area of the Ria Formosa system (Martins et al. 1996; Ciavola et al. 1997; Vila et al. 1999).

Hydrodynamics

The Ria Formosa is a wave-dominated meso-tidal environment with a tidal range between 2 and 3.5 m (Granja et al. 1984; Pilkey et al. 1989).

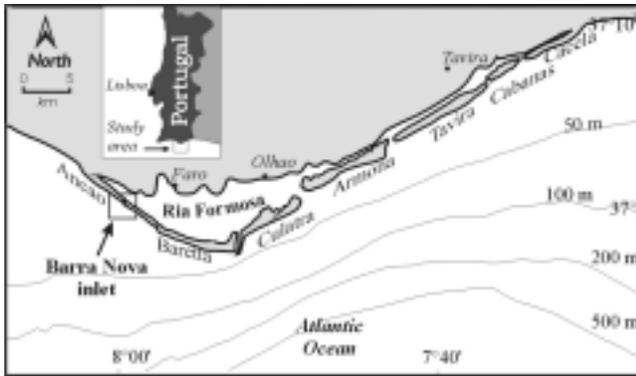


Figure 2: Location of the Barra Nova inlet along the barrier island system of the Ria Formosa, south Portugal.

Wave heights range from 1 to 4 m, with periods of 4 to 14 s. Based on data from 1976 to 1998 (Pires 1998), three hydrodynamic regimes can be defined. These are: 1) fair weather conditions with low wave heights ($H_s < 1$ m, 4 s $< T_p < 10$ s, $90^\circ < Dir < 270^\circ$); 2) Atlantic storms ($H_s > 3$ m, 8 s $< T_p < 18$ s, $245^\circ < Dir < 275^\circ$); and 3) Levante storms ($H_s > 3$ m, 6 s $< T_p < 14$ s, $120^\circ < Dir < 140^\circ$). In a average year, fair-weather conditions dominate for at least 99% of the time, whereas Atlantic and Levante storm conditions occur 0.6 % and 0.4 % of the time, respectively. Under the fair-weather regime, wave approach is mainly from the SW (85 % occurrence) but can also be from the SE (15 % occurrence). This predominant wave regime from the WSW (Pires 1998) causes cliff erosion 50 km to the west, generating high suspended sediment loads carried toward the east by strong longshore currents. This longshore drift interacts with ebb current discharge at the Barra Nova inlet to build a well-developed ebb-tidal delta off the inlet gorge.

Long-term evolution

Historical maps reveal that a natural inlet was constantly present in the western part of the Ria Formosa. This inlet, the so called Ancão inlet, was known for rapid morphodynamic changes and a constant shift in its position under the influence of the NW-SE littoral drift

(Andrade 1990; Bettencourt 1994). During the last century, the Ancão inlet has migrated from west to east at an average rate of 60 to 80 m per year until it reached a position where a gradual updrift overlapping offset began to develop, followed by shoaling, meandering and closure of the main channel (Vila et al. 1999; Salles 2000). Subsequently, a new inlet breached updrift through the Ancão Peninsula which restarted the cycle. The evolution of this inlet system closely resembled inlet sediment bypassing described in model 3 (Fig. 1), although the processes responsible for inlet migration along this coast had never been documented.

In June 1997, the Portuguese local authorities decided to artificially accelerate this natural cycle by opening a new inlet through the 10-m-high dune belt on the Ancão Peninsula in order to improve tidal propagation through the western part of the lagoon. The development of this new inlet, called Barra Nova inlet, has been monitored since its artificial opening in 1997 (Vila et al. 1999). During the first year, its morphological evolution was characterized by rapid enlargement, formation of flood and ebb-tidal deltas, and substantial sand accumulation, in particular on the updrift western coast. When the inlet reached morphological equilibrium one year after opening. It had attained a width of 200 m at mean sea level (Vila et al. 1999). Currently, the inlet is approximately 250 m wide at mean sea level, reaching 400 m between the dune cliffs. The maximum depth is 7.5 m in the inlet throat.

Ebb-tidal delta

The ebb-tidal delta is a complex, multi-component, asymmetrical sand body located seawards of the inlet gorge. It extends approximately 400 m seawards of the inlet throat, and the swash platform covers an area of approximately 40,000 m². Most of the sand is derived from south-easterly longshore transport. As in the case of most tidal inlets, the Barra Nova ebb-tidal delta includes a

main channel which shows a slight to strong ebb-tidal dominance with current speeds reaching 3 m/s (Balouin et al. 2001a). Broad sheets of sand, called swash platforms, flank both sides of the main channel (Fig. 3), being characterized by the formation of separate swash bars on both updrift and downdrift coasts.

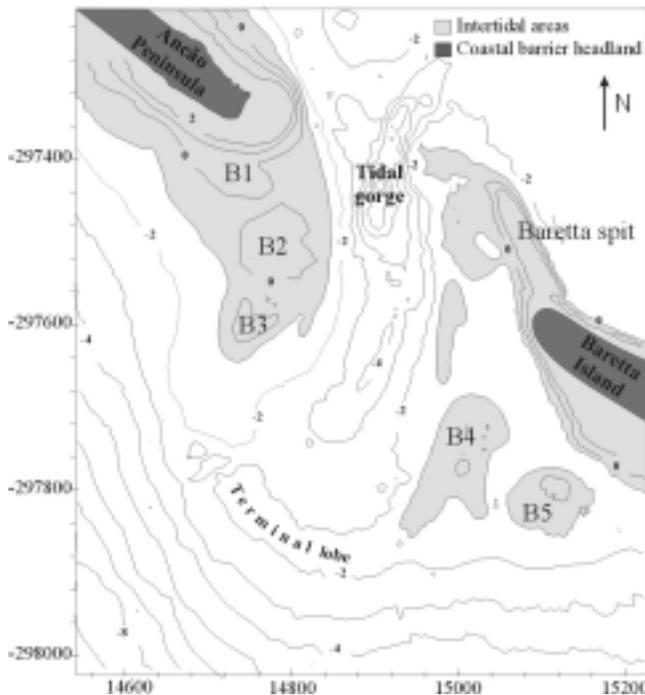


Figure 3: Barra Nova tidal inlet morphology. Bathymetric contours are referred to the Portuguese "zero hidrografic" (= 2 m below the mean sea level). Letters B refer to the swash bars on the updrift swash platform (B1, 2 and 3) and downdrift swash platform (B4 and B5).

A terminal ebb-channel lobe connects the updrift and downdrift swash platforms.

These swash bars control the course of the tidal flow, forcing flood and ebb currents through different channels between these systems. On the updrift coast (Fig. 3), the swash platform is composed of three large intertidal sand bars. The first bar (B1), located in the north, is attached to the berm and subject to longshore drift process. Two other swash bars, B2 and B3, located further seawards, extend over most of the swash

platform and are influenced primarily by wave energy dissipation processes. On the downdrift coast (Fig. 3), the swash platform is characterized by two well-defined swash bars: B4 is a large bar with its seaward extremity connected to the terminal lobe, B5 is smaller and located closer to the downdrift coast.

Methods

An extensive field campaign was conducted from January to March 1999 at the Barra Nova site within the framework of the MAST III - INDIA project (O'Connor et al., 2000, Williams et al. 1998). The morphological evolution was monitored by means of bathymetric and topographic surveys at low tide every 4 to 5 days over a 6-week period. As most of the experimental effort was focused on the updrift coast of the inlet, hourly video images were used to reconstruct the morphology of the tidal delta. Sediment fluxes, quantified by way of fluorescent sand tracer experiments, performed on the ebb tidal delta and along the adjacent coast (Balouin and Howa 2000, Balouin et al. 2001b) were re-evaluated to understand sedimentary processes at the inlet. This quantification, validated by concurrent hydrodynamic and topographic field surveys, was then used to select a theoretical formulation of transport rate to extrapolate the results and assess the sediment transport characteristics along Ancão Peninsula (Balouin et al. 2001b). The Kamphuis formula (1991), known to be more accurate under weak hydrodynamic conditions, turned out to be the most appropriate in this environment. Using long-term wave statistics (Pires 1998) and records of wave parameters available in the INDIA data base, the long-term longshore sediment transport rate was calculated.

Hydrodynamic data were studied to characterize the circulation in the inlet zone and its impact on the morphological

evolution. Some of these data are part of the INDIA database (Bell, 2000; Prytz and Heron, 2000; Salles, 2000), others were acquired by the university of Bordeaux during the field campaign.

In addition, video images from December 1998 to January 2000 (Morris et al., 2001) were re-evaluated to study morphological responses of the inlet to storm events. Historical data partly reported by Vila et al. (1999) and Salles (2000) were also re-analyzed to assess migration rates of the inlets present in this area.

Results

Inlet response to storm events

The INDIA fieldwork campaign occurred after a storm event in December 1998 ($H_s = 4$ m, $T_p = 9$ s, $Dir = 220^\circ$, spring tide). Major

effects of this storm on the Barra Nova inlet were : 1) erosion of the edge of vegetated dunes on Barreta Island (the downdrift coast), which were scarped at the ocean side due to wave action; 2) erosion of the ebb-tidal delta, resulting in a restricted seaward extension; and 3) construction of a large sand spit attached to Barreta Island, extending north-northwest into the lagoon (Fig. 4). It is important to note that, whenever the width of the inlet between dunes on Ancão Peninsula and Barreta Island was considerably enlarged by erosion of the Barreta Island front dune, the channel width (at mean sea level) remained unchanged. This is due to the formation of the sand spit extending northwest from the end of Barreta Island. It maintained the channel position and prevented enlargement of its cross-section in the inlet gorge.

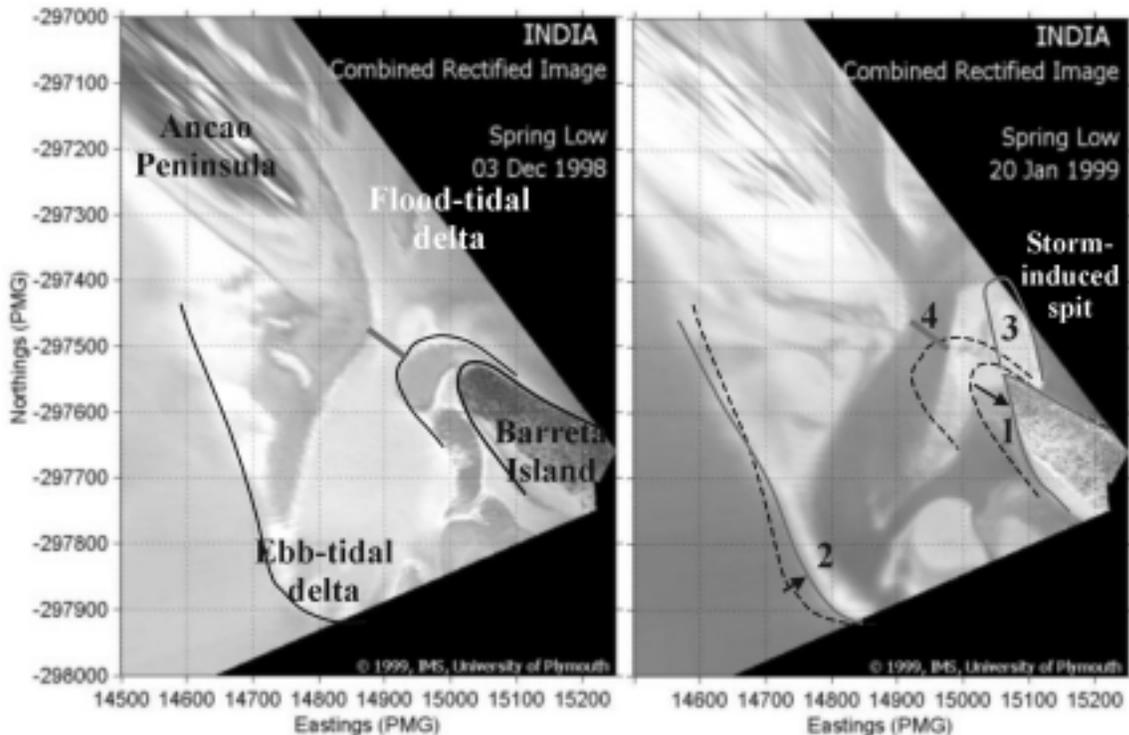


Figure 4: Morphological response of Barra Nova inlet to storm events (rectified images from Morris et al., 2001). The dark intensities correspond to the vegetation on the dunes, whereas light tones illustrate breaker and swash zones. 1) Strong erosion of Barreta Island (60 m retreat); 2) linear shape of the delta front; 3) formation of a large sand spit at the northwest end of Barreta Island; and 4) static channel position in its western location despite the strong retreat of Barreta Island.

Another less energetic storm event occurred in March 1999 ($H_s = 3$ m, $T_p = 8$ s, $Dir = 220^\circ$, neap tide). Major impacts included another erosional phase of the dune on Barreta Island (the width of the Barra Nova increased from 430 to 470 m), and final destruction of the sand spit extending northwest from Barreta Island which had already begun to erode during previous spring tides. After this storm, an increase in the width of the Barra Nova was observed between the dunes and in the inlet gorge, leading to an increase in the channel cross-section.

After the winter 1999-2000, during which several storms occurred, the inlet configuration was similar to the morphological conditions recorded during the INDIA fieldwork period, when a spit formed at the northwestern margin of Barreta Island. This temporary storm-induced spit is a recurrent feature of the system and appears almost every year. After two winters, the channel had shifted to a more easterly position and the entire inlet had migrated about 140 m to the southeast.

Inlet response to fair-weather conditions

During the INDIA fieldwork experiment, hydrodynamic conditions were relatively calm with waves prevailing from the W ($260^\circ N$). Significant wave heights (H_s) and periods (T_s) ranged from 0.3 to 1 m and 4 to 6 s, respectively. These conditions correspond to 85 % of occurrences in this region.

The magnitude and direction of tidal and wave-generated currents measured along the updrift coast and on the swash platform are represented in Fig. 5. Current patterns illustrate the dominance of southeasterly longshore transport along the open beach (stations 1 and 2), easterly transport (toward the inlet) over the swash bars of the ebb-tidal delta during the flood stage, and southerly transport during the ebb stage (stations 4 and 5). The water is

preferentially drained through small channels on the swash platform during the ebbing tide (station 3). Station 6 illustrates the ebb domination along the western channel margin, where current velocities reach 2 m/s.

Wave refraction was found to be important around the ebb-tidal delta, yielding a reversal in longshore sediment transport on the down-drift swash platform. According to Oertel (1975), this increases sediment reworking over the swash bars by the effect of crossing wave crests.

Longshore transport

Fluorescent sand tracers were used to measure the longshore sediment transport which occurs along the adjacent beach and enters the ebb delta area from the northwest. Due to the beach morphology, which can be classified as a "low tide terrace + rip" (following the classification by Masselink and Short 1993), sediment transport occurs mainly on the steep slope of the berm (11%).

Given a longshore sediment transport magnitude of $10,500 \text{ m}^3$ during the INDIA experiment period, the annual transport rate along Ancão Peninsula was estimated at about $130,000 \text{ m}^3/\text{year}$. When this value is used in the analytical model of spit growth proposed by Kraus (1999), a southeast spit growth of 60 to 70 m/year can be predicted. This result is consistent with the inlet migration rate observed during the 14 months of video surveys (70 m/year) and with the documented historical inlet migration rate over the last 25 years (70-80 m/year).

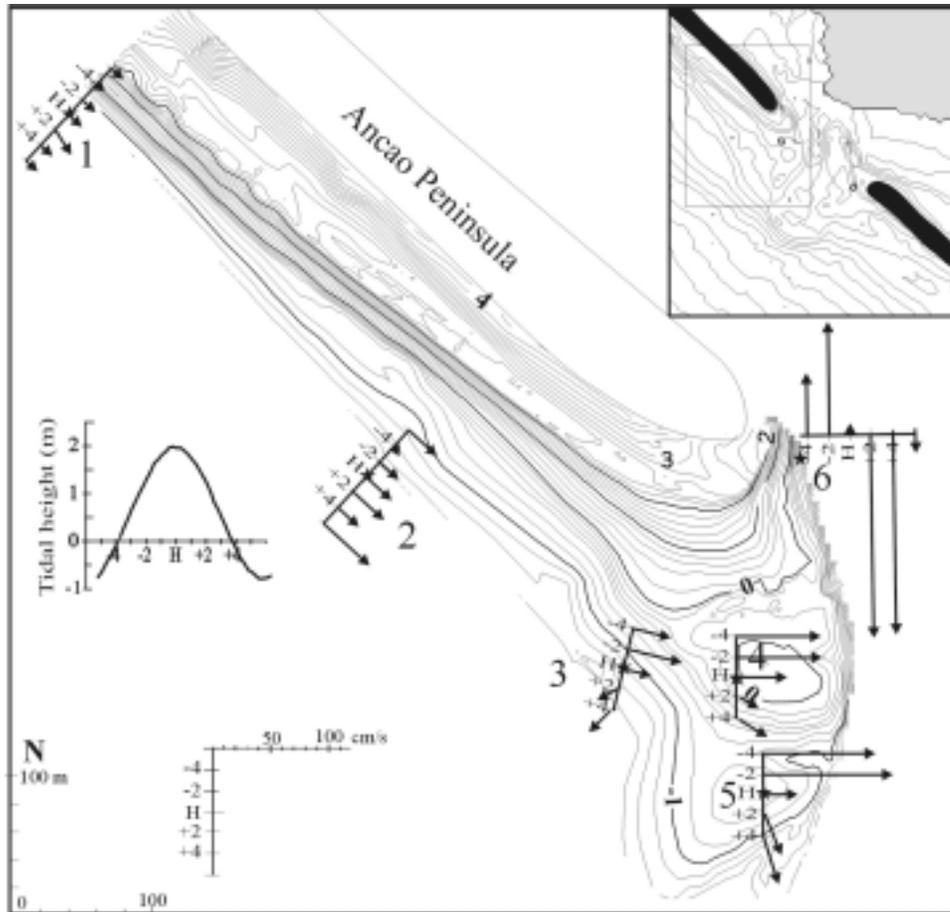


Figure 5: Magnitude and direction of tidal and wave-generated currents measured on the updrift coast of the inlet (H: high tide). Bathymetric contour levels are referred to mean sea level.

Ebb-tidal delta evolution

Based on the INDIA fieldwork data, the morphodynamic evolution of the ebb delta reflects the response observed of the system during fair-weather conditions following a big storm (in December 1998). The storm-induced configuration of the inlet, with the presence of a sand spit attached to the northwest end of Barreta Island, has had a significant impact on the evolution of the ebb-tidal delta. However, whereas the data allowed the dynamics and evolution of the updrift swash platform to be quantified, the behavior of the

downdrift swash platform can only be described qualitatively.

Thus, the northernmost bar on the updrift swash platform (B1) showed substantial accretion (about $10,500 \pm 500 \text{ m}^3/\text{month}$) and rapid migration toward the inlet throat (more than 60 m/month). This result demonstrates that the B1 bar is directly supplied with sand by longshore drift from the northwest. On the lower part of the updrift swash platform, i.e. over swash bars B2 and B3 (Fig. 3), sand is transported toward the inlet throat by the combined action of waves and tidal currents. These two swash bars migrated rapidly toward the inlet, reaching a maximum speed of 20 m per week in the

case of bar B2. However, net variations in the volume of both swash bars were very low ($+650 \text{ m}^3/\text{month}$), indicating that sediment transport was accomplished by bar migration toward the coast. The morphodynamics of these swash bars results in a net eastward migration of the entire swash platform.

Southeastward migration of the updrift swash platform is associated with significant erosion at the southeastern end of Ancão Peninsula, which generates a 14 m/month retreat of the berm crest and a loss of sand amounting to $4,000 \text{ m}^3/\text{month}$. Moreover, bathymetric surveys also revealed significant erosion along the northwestern flank of the main channel. This erosion can be explained by the presence of the spit attached to Barreta Island. This storm-induced sand spit, constructed on the lagoon side of the inlet gorge, channelized the tidal flow through the flood-tidal delta and inlet gorge by forcing it into a large meander and concentrating the tidal energy along the updrift coast of the inlet gorge. The velocity of the ebb-tidal current one hour

after high-tide slack water is illustrated in Fig. 6. In the SE channel, currents are directed toward the southwest and velocities reach 1 m/s. In the NW channel, southeastward currents only reach 40 cm/s. The dashed arrow represents the position of the main channel in the configuration without a storm spit, as observed in April 1999, and illustrates the importance of this feature for the tidal circulation through Barra Nova inlet. Thus, tidal currents redirected by the storm-induced spit toward the end of Ancão Peninsula provoke the reworking of sediment accumulated by longshore drift at the southeastern end of Ancão Peninsula, hampering spit growth when the inlet is in a post-storm configuration. All these processes generate a counterclockwise rotation of the system, which results in the progressive deflection of the inlet channel. Hydrodynamic data, numerical model results, and sedimentary data, including large ebb-oriented megaripples documented along the thalweg bank, demonstrate the strong dominance of ebb-tidal currents in the inlet channel.

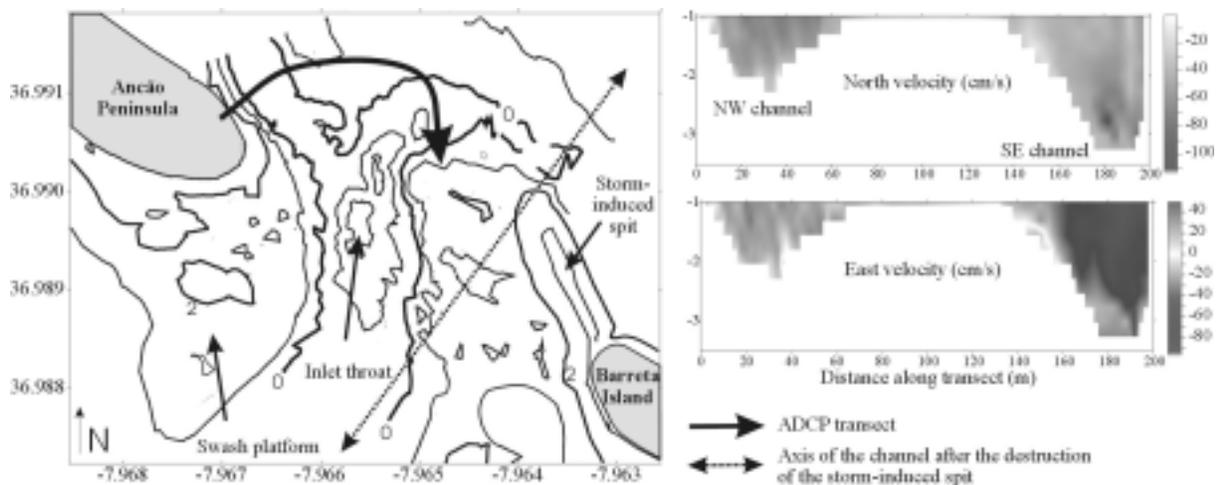


Figure 6: Bathymetry of the Barra Nova channel (15-16/02/1999) showing the ADCP transect (carried out by the Woods Hole Oceanographic Institute, INDIA Database) (left). North and east velocities in the channel (cm/s) (right). The arrow represents the location of the channel after destruction of the storm-induced spit.

Consequently, sediment eroded from the updrift swash platform is redistributed primarily by ebb-tidal currents and accumulates on a sand spit at the extremity of the updrift platform (4000 m³/month) which was connected to the terminal lobe of the ebb delta at the end of the survey (fig. 7). This morphological connection suggests sand bypassing from northwest to southeast along the terminal lobe. Moreover, sediment is partly carried out of the Barra Nova inlet by strong ebb-tidal flows which are deflected to the west by the Coriolis force as they travel southwards into the ocean. This process may lead to the generation of a large clockwise gyre circulating offshore to the west of the thalweg (fig. 7), as shown by numerical modeling of the Barra Nova hydrodynamics (Pan et al. 2001, Heron and Prytz 2000) and in other systems (Militello and Kraus 2001). This gyre provokes the

recycling of the sediment eroded along the channel, which can eventually be redeposited by wave action on the updrift swash platform.

Quantification of volume variations on the updrift side of the delta shows that the sediment budget was in equilibrium during this transitional period. That means that all the sand arriving at the inlet was trapped on the ebb shoals and that no bypassing occurred during fair-weather conditions (when the inlet is in a post-storm configuration). On the downdrift part of the ebb delta, bar B4 developed and migrated eastwards toward Barreta Island, whereas bar B5 migrated northwards toward the inlet channel and appeared to be formed by the reversal drift due to wave refraction on the terminal lobe (fig. 7), as shown by X-band radar images (Bell 2000).

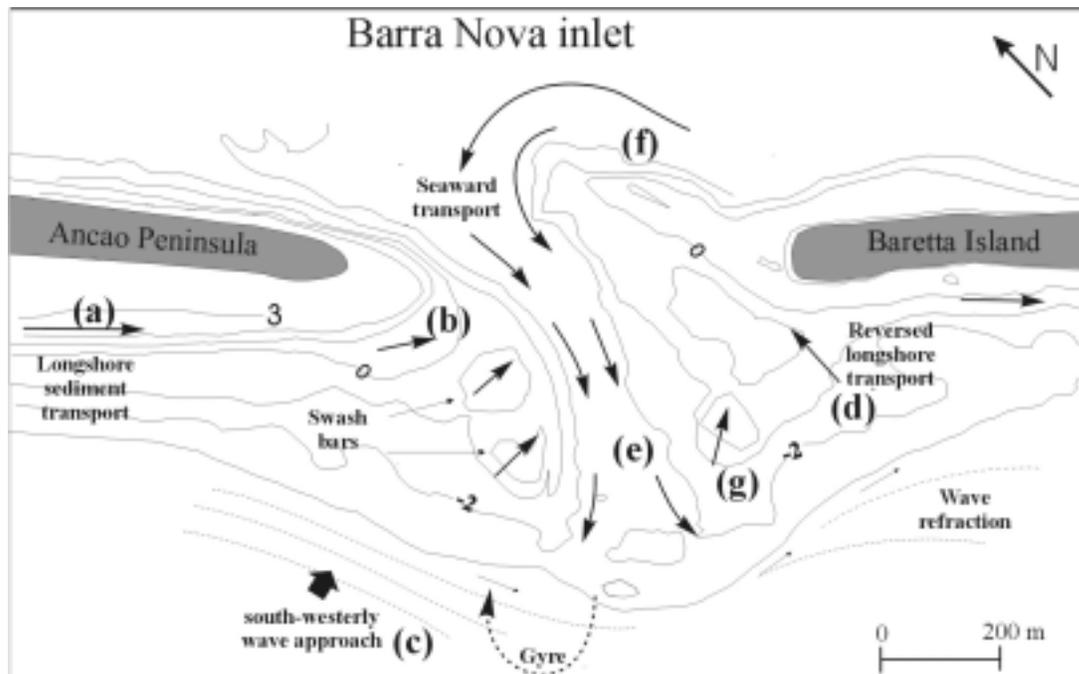


Figure 7: Post-storm evolution of the Barra Nova inlet. Letters a-h are referenced in the text.

Discussion

The evolution at the Barra Nova Inlet should be considered on two different time scales. The first, which as already been described in the literature on the basis of historical data (Vila et al. 1999, Salles 2000 for example), is the long-term evolution. It corresponds to the well-known “inlet migration and spit breaching” model of FitzGerald et al. (2000). The inlet migrates southeastwards under the influence of dominant longshore drift until tidal flow competence in the main channel decreases so much that a new inlet channel breaches through the updrift part of the spit, located further to the west. This means that a physical barrier must exist on the eastern side of the inlet where channel switching occurs because hydraulic competence diminishes. The exact location of this physical barrier has yet to be establish, but it obviously depends on the interaction between tidal circulation inside the lagoon and wave energy in front of the inlet.

The second, shorter time scale (from several months to several years) is related to the process of migration along the portion of the shoreline where the existence of an inlet is viable. On this time scale, the evolution of the inlet is seasonal and each seasonal cycle can be separated in three stages (Fig. 8).

Time 1 illustrates the response of the inlet to a major storm event. The delta front is eroded and the terminal lobe shows a smoothed shape with a limited seaward extension. Sediment bypasses the delta by strong longshore drift and supplies the downdrift swash platform where swash bars develop. The front dune of the downdrift barrier island retreats, and a storm-induced spit forms inside the lagoon, which is supplied by sediment eroded from Barreta Island dunes during high tide and transported by reversed drift and tidal currents. The cross-section of the inlet throat remains stable, and the

channel axis is oriented normal to the shoreline. This morphodynamic behavior was observed over two successive years.

Time 2 is a transitional period of fair weather occurring immediately after a severe storm event. The morphology of the inlet is inherited from Time 1.

As illustrated in Fig 7, sand is provided by longshore drift to Barra Nova from the northwest to the southeast along Ancão Peninsula **(a)**. A substantial amount of this sand is trapped on the updrift ebb shoals, and in particular by the bar attached to the berm **(b)**. Incident wave action, mostly from the WSW **(c)**, results in a northeast migration of the swash platform toward the inlet channel. Wave refraction on the terminal lobe generates a local reversal of longshore drift **(d)**. In the inlet throat, sediment is transported by strong tidal currents, but the dominance of ebb-tidal currents generates a seaward residual transport **(e)**. At the extremity of the updrift platform, a clockwise cellular-circulation is generated due to Coriolis force, recycling the sediment upstream. Influence of the spit **(f)** attached to Barreta Island enhances erosion of the Ancão Peninsula adjacent to the inlet. This suggests that, with this post-storm configuration, accretion along the southeast end of Ancão Peninsula extremity is not possible. The eroded sediment is transported offshore by the dominant ebb-tidal current toward the seaward end of the swash platform, developing a subaqueous connection to the terminal lobe. This connection to the terminal lobe of the delta provides a mechanism for bypassing of sand along the inside flank of the lobe with a redistribution of the sand on the downdrift swash platform **(g)**. However, the progressive counterclockwise rotation of the system demonstrates that this bypass mechanism is very weak and not able to maintain a shore-normal channel.

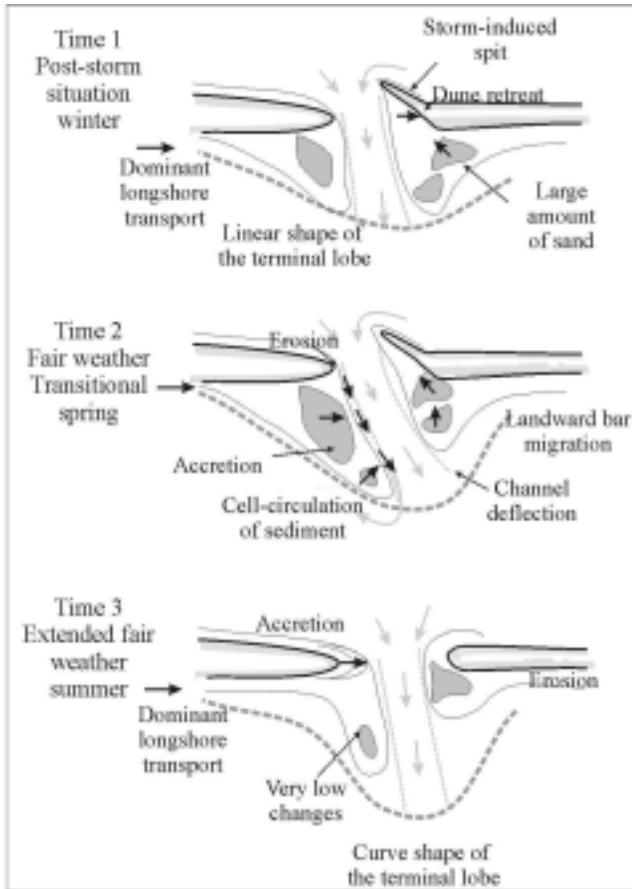


Figure 8: Conceptual model of the Barra Nova inlet evolution.

The main evolution of the system during Time 2 is the progressive downdrift deflection of the channel, which increases the downdrift orientation of the ebb-tidal delta. The inlet throat remains approximately stable during this period. This post-storm inlet configuration depends on the existence of the spit at the northwest end of Barreta Island. It prevents the migration of the channel and forces the tidal currents towards the western flank of the channel where they erode the Ancão Peninsula and generate a sediment circulation cell on the swash platform of the updrift shore of the inlet. The fair-weather evolution following these storms is evidently dependent on morphological changes occurring during storms and their effect on tidal flows.

The counterclockwise rotation of the main channel during fair-weather conditions tends to progressively close the tidal inlet. In extended fair-weather conditions, and with the inlet in an extreme eastward position, a definitive closure of the inlet will occur. This process was described by Salles (2000). On the other hand, the bypass of sediment by ebb-tidal delta breaching or outer channel shifting, as described by FitzGerald (1982) and FitzGerald et al. (2000) (models 2 or 4), could open a new channel across the updrift swash platform, re-orienting the whole inlet with a more shore-normal entrance. In this case, the position of the inlet throat could remain stable, but this scenario was not observed in the field.

A third possibility which was observed at Barra Nova inlet by analysis of video records is illustrated on Fig. 8, Time 3. After the transitional period, and under extended fair-weather conditions (summer), the spit attached to Barreta Island is progressively eroded, either by spring tides and/or secondary storm events, as was observed in March 1999. Subsequently, the cross-section of Barra Nova Inlet increases and its axis migrates eastward to a more central position, thereby decreasing the curvature of the meander. Tidal flows can now take a more direct route to the sea, as a result of which the channel axis shifts to become shore normal. In this situation, erosion of the Ancão Peninsula ceases because of the relocation of tidal flow. In addition, accretion along the southeastern end of Ancão Peninsula occurs, progradation being favored by the necessity for the inlet to adjust to the change in cross-section. Sediment now supplied by longshore drift is trapped at the Ancão extremity, resulting in spit growth and dune formation. As observed during the transitional phase (Time 2), no sediment by-passing occurs and spit growth will continue until the system recovers its equilibrium shape. When this happens, the rate of morphological change is

dramatically reduced, and very little eastward migration of the inlet will occur.

Conclusions

Within the context of long-term evolution, with slow downdrift migration of the inlet followed by closure, spit breaching, and westward relocation of the system (corresponding to the model 3 in FitzGerald et al. (2000)), the following conclusions are drawn:

- Migration of the inlet system along the Ria Formosa is not progressive but is essentially governed by major storm events which are responsible for more than 90% of the morphodynamic response. This confers a seasonal aspect to the morphological evolution because, in Algarve, severe storms occur only during the winter period, whereas spring and summer are characterized by less energetic hydrodynamic conditions.

- During the transitional period following these storms, the morphodynamic evolution is governed by storm-induced features which prevent migration of the inlet. The sediment provided by longshore transport along Ancão Peninsula is reworked by ebb-tidal currents and trapped on the updrift swash platform, yielding a progressive downdrift adjustment of the ebb-tidal delta.

After a transitional period, which results in the total destruction of the storm-induced features, the system recovers its equilibrium shape by migration of the inlet throat, spit growth, and dune formation on the updrift coast.

- The short-term evolution of Barra Nova tidal inlet results in an adjustment of the updrift coast in response to the downdrift coastal retreat induced by storms. In this case, the long-term evolution through spit breaching switches from adjustment of the inlet to erosion of the downdrift coast. Inlet migration induced by sand trapped on the updrift spit with resulting channel

constriction, as described in the literature, does not appear feasible.

- This process, which results in the downdrift shift of the system during each winter period, is dependent on longshore drift combined with storm frequency.

Acknowledgements

The study was carried out under the EC research project INDIA under the contract MAS3-CT97-0106. The authors acknowledge the GML editorial group for their comments and language corrections. Thanks are due to M.R. Byrnes and an anonymous referee for their suggestions and critical comments.

References

- Andrade C (1990) O ambiente de Barreira da Ria Formosa, Algarve, Portugal. PhD Thesis, Department of Geology, University of Lisbon, Portugal, 645 p.
- Balouin Y and Howa H (2000) Morphodynamics of a swash bar in the context of the evolution of a swash platform associated to an ebb delta. Proceedings International Workshop Marine Sandwave Dynamics, Lille, 23-24 march 2000 : 1-8.
- Balouin Y, Howa H and Michel D (2001a) Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *J Coastal Res*, 18, 3: 883-904.
- Balouin Y, Howa H, and Pedreros R (2001b) Longshore sediment movement from tracers and models. *J Coastal Res*. (in press)
- Balouin Y and Howa H (2001) Sediment transport pattern at the Barra Nova tidal inlet. Proceedings *4th Coastal Dynamics*, Lund, 11-15 June 2001.p.463-472.
- Bell P (2000) Use of X-Band radar wave measurements during INDIA, Proceedings 3rd symposium on the Iberian Atlantic Margin, Faro, 25-27/09/2000, p.4.
- Bettencourt P (1994) Les environnements sédimentaires de la côte Sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur évolution Holocène et actuelle.

- PhD Thesis, Dept Geol Oceanogr, University of Bordeaux I, France, 2 vol.
- Bruun P (1966) Tidal Inlets and Littoral drift v. 2, Universitetsforlaget, Oslo, 193 p.
- Bruun P and Gerritsen F (1959) Natural bypassing of sand at coastal inlets: Journal Of the waterways and Harbors Div., Amer. Soc. Civil Engrs., 85: 75-107.
- Ciavola P, Taborda R, Ferreira O, Dias JA (1997) Field measurements of longshore sand transport and control processes on a steep meso-tidal beach in Portugal. J Coastal Res, 13- 4 : 1119-1129.
- FitzGerald DM, Nummedal D, Kana TW (1976) Sand circulation pattern at Price inlet, South Carolina. Proceedings 15th Coastal Engineering Conference, Amer. Soc. Civil Engrs. Honolulu, Hawaii, United States. July 11-17, 1976 : 1868-1880.
- FitzGerald DM (1982) Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conference ASCE/ Cape Town, South Africa/ Nov. 14-19, 1982.
- FitzGerald DM (1996) Geomorphic Variability and Morphologic and Sedimentologic Controls on Tidal Inlets. J Coastal Res, Special Issue 23 : 47-71.
- FitzGerald DM, Kraus NC and Hands EB (2000) Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. Coastal Engineering Technical Note US Army Corps of Engineers ERDC/CHL CETN-IV- October 2000. 11p.
- Granja H, Froidefond JM, Pera T (1984) Processus d'évolution morpho-sédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). Bull Inst Géol Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, France, 254 p.
- Hayes MO, Goldsmith V and Hobb CH (1970) Offset coastal inlets. Proceedings 12th coastal Engineering Conference, Amer Soc of Civil Engrs, Washington, D.C. : 1187-1200.
- Hayes MO (1980) General Morphology and sediment patterns in tidal inlets. Sedimentary Geology, 26: 139-156.
- Heron ML and Prytz A 2000 VHF ocean surface radar measurements in the INlet Dynamics Initiative: Algarve (INDIA) Project, book of abstracts, Vol 2, Paper n°339, 27th ICCE, 16-21 July 2000 Sydney, Australia.
- Hine AC (1975) Bedform distribution and migration pattern on tidal deltas in the Chatham Harbor Estuary, Cape Cod, Massachusetts. In: L.E. Cronin (Ed.), Estuarine Research Vol 2. Academic Press, New York, 235-252.
- Hubbard DK (1975) Morphology and hydrodynamics of the Merrimack river ebb-tidal delta. IN: L.E. Cronin (editor), Estuarine Research Vol 2. Academic Press, New York, 253-266.
- Kamphuis JW (1991) Alongshore sediment transport rate. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 117 (6): 624-640.
- Kana TW, Hayter EJ, Work PA (1998) Mesoscale sediment transport at South-eastern U.S. Tidal Inlets: Conceptual Model Applicable to Mixed Energy Settings. J Coastal Res, 15: 303-313.
- Komar PD (1996) Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of Sediments. J Coastal Res Special Issue 23 : 23-45.
- Kraus NC (1999) Analytical model of spit evolution at inlets In: NC Kraus and WG McDougal (eds.) Coastal Sediments 99 New York, Long Island, American Society of Civil Engineers, 1999 June 20-24, 1739-1754.
- Martins JT, Ferreira O, Ciavola P and Dias JMA (1996) Monitoring of profile changes at Praia de Faro, Algarve: a tool to predict and solve problems. In: Taussik J. and Mitchell J. (Ed.), Partnership in Coastal Zone Management. Samara Pub Ltd, Cardigan, UK 615-622.
- Masselink G and Short AD (1993) The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. J Coastal Res 9: 785-800.
- Militello A and Kraus NC (2001) Re-alignment of inlet entrance channel by ebb-tidal eddies. Proceedings 4th Coastal Dynamics, Lund, 11-15 June 2001.p.423-432.
- Morris BD, Davidson MA and Huntley DA (2001) Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques. Mar Geol 175, p. 251-272.
- O'Connor BA, Williams JJ, Dias JMA, Collins MA, Davidson MA, Arens SM, Howa H, Sarmiento A, Heron M, Aubrey D, Voulgaris E, Kim H, Kaczmarek L, Seabra-Santos F, Silva A, Jones MT (2000) "Algarve Inlet Project: INDIA", EurOcean 2000 Conference, Hamburg, 29th August - 2nd Sept 2000, II : 409 - 414.
- Oertel GF (1975) Ebb-tidal Deltas of Georgia estuaries. In: L.E. Cronin (ed.), Estuarine Research vol 2. Academic Press, New York, 267-276.
- Pan S, O'Connor BA, Bell P, and Williams JJ (2001) Interactive numerical modeling of the hydrodynamics of combined waves and tides in the coastal zone. Proceedings 4th Coastal Dynamics, Lund, 11-15 June 2001.p.162-171.
- Pilkey Jr OH, Neal WJ, Monteiro JH, Dias JMA (1989) Algarve Barrier Islands: A noncoastal-Plain system in Portugal. J Coastal Res, 5: 239-261.
- Pires OH (1998) Project INDIA. Preliminary report on wave climate at Faro. Instituto de meteorologica, IST, Lisbon, April 1998, 38p.

Salles P (2000) Hydrodynamic controls on multiple tidal inlet persistence. PhD Thesis Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, University of Mexico 266p.

Vila A, Dias JMA, Ferreira O and Matias A (1999) Natural evolution of an artificial inlet In: NC Kraus and WG McDougal (eds.) Coastal

Sediments 99 New York, Long Island, American Society of Civil Engineers, 1999 June 20-24 : 1478-1488.

Williams JJ, Arens B, Davidson MA, Dias JMA, Howa H, O'Connor BA, Sarmiento A and Voulgaris G (1998) "INDIA: Inlet Dynamics Initiative: Algarve", Proceedings Oceans' 98, 28 September-1 October 1998, Nice France.

Conclusions générales

Conclusions générales

L'objectif principal de ce travail était la quantification et la compréhension des interactions complexes qui régissent la morphodynamique d'une embouchure tidale.

Si la majorité des partenaires du programme européen INDIA s'est concentrée sur l'hydrodynamique du chenal principal, nos travaux ont plutôt cherché à établir les connexions entre les côtes adjacentes et l'embouchure de la Barra Nova, en particulier sur le delta de jusant.

Le site de la Barra Nova, embouchure récente et de petite taille, est un environnement privilégié pour l'étude de ces interactions.

- L'analyse des données historiques concernant les embouchures situées dans cette partie de la Ria Formosa a permis de déterminer le type d'évolution à long terme de ce système, caractérisé par la migration de l'embouchure vers le sud-est, le long du cordon dunaire jusqu'à une position limite à partir de laquelle le chenal devient méandrique et se comble. Une nouvelle embouchure s'ouvre alors plus à l'ouest au travers de la Péninsule d'Ancão, compensant la fermeture de la première. Si cette évolution suit un modèle connu et largement décrit (*inlet migration spit breaching*), les processus responsables de cette migration restent à comprendre.

- L'évolution de l'embouchure de la Barra Nova est fortement influencée par les variabilités saisonnières des conditions hydrodynamiques. On passe ainsi d'une morphologie hivernale générée principalement par les tempêtes de sud-ouest, en particulier si elles ont lieu lors d'une vive-eau, à une morphologie typique d'été qui présente les caractéristiques d'une embouchure dominée par la marée.

La campagne de mesure, qui a eu lieu juste après les grandes tempêtes de l'hiver 98-99, fournit une excellente opportunité pour quantifier et comprendre la période de transition entre ces deux états morphologiques de l'embouchure.

- L'impact des tempêtes sur le système a pu être décrit à l'aide de l'outil vidéo. Il se caractérise par une forte érosion de l'île de Barreta qui peut reculer de plus de 60 m en un seul événement, et par la formation d'une importante flèche sableuse à l'extrémité de cette île qui maintient le chenal dans sa position. Le delta est lui repoussé par les vagues vers la côte, et un important bypass a lieu, alimentant la plate-forme de swash aval.

Malgré le fort recul de l'île de Barreta, la migration du chenal est très faible et ces processus ne sont donc pas directement responsables de la migration historique.

- La période de retour à des conditions de beau temps est fortement influencée par cette morphologie.

Lors de cette période, l'évolution de l'embouchure est caractérisée par le piégeage des sédiments sur la plate-forme de swash amont du delta de jusant. Tous les apports sédimentaires le long de la péninsule d'Ancão s'accumulent sur cette partie du delta, provoquant l'accrétion et la migration de cette plate-forme de swash vers le sud-est. Ce piégeage s'effectue en deux temps: le sédiment s'accumule sur la barre B1 accolée à la berme, et migre vers le chenal. Il est alors érodé par les courants de jusant relocalisés par la morphologie d'après tempête et va s'accumuler à l'extrémité sud de la plate-forme de swash. Il n'y a pas de bypass sédimentaire dans ces conditions comme le montre le bilan sédimentaire établi. Les courants de marée dans le chenal érodent les deux rives et favorisent le recyclage des sédiments vers l'extrémité du delta de jusant.

Ces processus entraînent la rotation progressive du chenal principal vers l'île de Barreta, augmentant l'asymétrie du delta de jusant et fermant progressivement l'embouchure.

La migration du système n'est pas possible dans cette configuration, car l'extrémité de la Péninsule d'Ancão est alors directement érodée par les courants de jusant, empêchant la progradation de la flèche qui pourrait générer la migration.

- Ce n'est qu'après plusieurs mois que les structures de tempête sont détruites lors des grandes-vives-eaux. La flèche de tempête accolée à Barreta est brisée et le courant de jusant, auparavant contraint, s'écoule alors directement vers le sud au travers d'une section beaucoup plus importante. Plus rien ne contraint l'accumulation à l'extrémité de la Péninsule d'Ancão qui commence alors à prograder pour rétablir la section d'équilibre.

Ce schéma de fonctionnement a pu être observé durant deux années successives. Il met en évidence plusieurs points essentiels à la compréhension des embouchures tidales:

- l'état morphologique d'une embouchure à un moment donné ne traduit pas le mode de fonctionnement de celle-ci. En effet, suivant l'échelle de temps, on peut observer deux processus d'évolution complètement différents: la migration à long terme le long de la Péninsule, et l'évolution à court terme par rotation du delta de jusant. Cet aspect est crucial lors d'études long terme basées sur l'analyse de photographies aériennes, car la connaissance des processus cycliques de l'embouchure est indispensable.

- La migration d'un système d'embouchure ne résulte pas forcément d'un forçage par la dérive littorale dominante qui "pousse" le chenal. En effet, le modèle présenté démontre que dans le cas de la Barra Nova, la migration à long terme résulte de l'érosion de la côte aval lors de courts événements de tempête, et du réajustement progressif de l'embouchure à ces perturbations morphologiques. Il s'agit donc plutôt de l'érosion de la côte aval qui "attire" le chenal et provoque la migration.

Une fois de plus, les modèles classiques décrivant une migration grain par grain ou une migration par saut, ne s'appliquent pas dans tous les cas. La Barra Nova cumule les deux modes, avec un fort recul de l'île de Barreta (par saut) et un réajustement progressif et de durée variable (plutôt grain à grain).

Plusieurs incertitudes demeurent sur le système de la Barra Nova et mériteraient des études plus approfondies:

- Comment a pu se construire un delta de flot aussi important dans cette embouchure dominée par le jusant ? Une partie de la réponse est apportée par notre modèle qui montre que lors de la cassure de la flèche de tempête, toute l'extrémité de la flèche se retrouve progressivement assimilée au delta de flot. Néanmoins, les échanges sédimentaires internes sont trop peu connus pour pouvoir conclure sur cette accumulation qui résulte en grande partie de la croissance de l'embouchure (année après l'ouverture).

- Que se passe-t-il exactement lors des tempêtes ? L'outil vidéo a permis de quantifier l'impact de la tempête en terme de variations morphologiques. Néanmoins, aucune mesure n'est disponible pour confirmer les hypothèses émises sur les processus ou pour valider les modèles numériques.

- On sait que le cycle de migration long terme est conditionné par l'influence relative de la dérive littorale et des courants de marée. En effet, étant donné la forme de la Ria Formosa, plus l'embouchure migre, plus l'angle formé par les houles de sud-ouest et la côte diminue, favorisant l'importance du transport littoral et générant la fermeture de l'embouchure. La position de ce seuil n'a pu être déterminée ici, mais demeure un des points clés de l'évolution de cette embouchure.

Malgré les récents progrès des outils et des techniques de modélisations numériques, les processus physiques en jeu aux embouchures sont encore imparfaitement connus. L'approche à long terme des embouchures tidales, complémentaire de l'approche d'ingénierie bien développée, est quasi- inexistante à l'heure actuelle comme le démontre l'engouement actuel de la communauté internationale pour ces études avec le développement de programmes aux Etats-Unis (CIRP en 1996), en Hollande (Delft Cluster Project Coast-Basin-Interaction (DC-project 03-01-03)), la mise en place d'une collaboration internationale (inletguys) en cours et les programmes européens (INDIA, COAST-3D, ...).

Les modèles morphodynamiques utilisés dans le programme INDIA n'ont pas permis de valider ou d'invalider les modes de fonctionnement décrit ici, démontrant une fois de plus la nécessité de retourner sur le terrain pour améliorer la validation et calibration de ces modèles. En ce sens, la méthodologie utilisée lors de cette étude a démontré toute son utilité et est d'ors et déjà appliquée sur d'autres sites (Elias et al., 2001). L'étude d'un système d'embouchure est indissociable de l'étude des côtes adjacentes, et en particulier des côtes amont (lorsque des côtes amont et aval peuvent être définies), qui fournissent le sable à l'embouchure, conditionnent la migration et où l'impact de l'embouchure est clairement identifiable.

Références bibliographiques

Références

- Ackers, P. and White, W.R., 1973. Sediment transport: new approach on analysis. Journal of hydraulics Division, ASCE, HY 11, USA.
- Andrade, C., 1990. O ambiente de Barreira da Ria Formosa, Algarve, Portugal. PhD Thesis, Department of Geology, University of Lisbon, Portugal, 645 pp
- Aubouin, J., Brousse, R. and Lehman, J-P., 1981. Paleontologia, Estratigrafia, Tratado de geologia, 2. Omega.
- Aubrey, D.G. and Speer, P.E., 1985. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet / estuarine systems. Part I: Observations. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21, p. 185-205.
- Aubrey, D.G. and Giese, G.S., Eds., 1993. Formation and evolution of multiple tidal inlets. Coastal and estuarine studies, 44. American Geophysical Union, Washington D.C.
- Aubrey, D.G., McSherry, T.R. and Eliet, P.P., 1993. Effect of multiple inlet morphology on tidal exchange. Waquoit Bay, Ma., in Aubrey, D.G. and Giese, G.S., Eds., 1993. Formation and evolution of multiple tidal inlets. Coastal and estuarine studies, 44. American Geophysical Union, Washington D.C. pp 213-235.
- Aubrey, D.G., Voulgaris, G. and Spencer, W.D., 1997. Tidal residence times within the Nauset marsh system. Report to the town of Orleans, WHOI-97-11. Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution. Woods Hole, MA.
- Bailard, J.A., 1981. An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. Journal of Geophysical Research 86 C11, 10938–10954.
- Bailard, J. A. 1984. "A Simplified Model for Longshore Sediment Transport, *Proceedings, 19th International Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, New York, pp 1454- 1470.
- Balouin, Y. and Howa, H., 2000. Morphodynamics of a swash bar in the context of the evolution of a swash platform associated to an ebb delta. Proceedings Marine Sandwave Dynamics, Lille, march 2000 : 1-8.
- Balouin, Y., Howa, H. et Rafecas, N. 2000. Morphodynamique de croissants de plage, Praia de Faro, Sud Portugal. *XXVIème Colloque de l'Union des Océanographes de France*, La Rochelle, Juillet 2000. Poster.
- Balouin, Y., Howa, H., Oggian, G. and Ostrowski, R., 2000b. Longshore and swash bars sediment movement from tracers and models. *3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin: INDIA Workshop MAST3 Project (MAS3CT97-0106)*.
- Balouin, Y., Howa, H. and Ferreira, O., 2000c. Short-term morphodynamics and sediment movements at the Barra Nova ebb-tidal delta. *3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin: INDIA Workshop MAST3 Project (MAS3CT97-0106)*.
- Balouin, Y. and Howa, H., 2001. Evolution of a natural tidal inlet: conceptual model of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Geo-marine Letters*, accepté.
- Balouin Y and Howa H (2001b) Sediment transport pattern at the Barra Nova tidal inlet. *Proceedings 4th Coastal Dynamics*, Lund, 11-15 June 2001.p.463-472.

- Balouin Y, Howa, H. and Michel, D., 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, 18, 3. p.883-904.
- Balouin, Y, Howa, H, and Pedreros, R., 2001b. Longshore sediment movement from tracers and models. *Journal of Coastal Research*, accepted.
- Balouin, Y., Morris, B., Davidson, M. and Howa, H., 2001c. Morphology evolution of an ebb-tidal delta from field measurements and video images. soumis
- Battjes, J.A., 1974. Surf similarity. In: *Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference*, ASCE, New York, p. 466-480.
- Bauer, B.O. and Greenwood, B., 1988. Surf-zone similarity. *Geographical review*, 78, p. 137-147.
- Bell P (2000) Use of X-Band radar wave measurements during INDIA, *Proceedings 3rd symposium on the Iberian Atlantic Margin*, Faro, 25-27/09/2000, p.4.
- Bettencourt, P., 1988. Apports de l'étude sédimentologique à la compréhension de l'évolution d'un système d'îles-barrières (Algarve, Sud Portugal). *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 44: pp 81-96.
- Bettencourt, 1994. Les environnements sédimentaires de la côte Sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur évolution holocène et actuelle. Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux I, 2 vol.
- Bijker, E.W., 1971. Longshore transport computations. *Journal of the Waterways, Harbours and Coastal Engineering Division*, 97, WW4.
- Bishop, C.T., and Donelan, M.A., 1987. Measuring waves with pressure transducers. *Coastal Engineering*, 11, p. 309-328.
- Bodge, K. R. 1986. "Short-Term Impoundment of Longshore Sediment Transport," Ph.D. diss., Department of Coastal and Oceanographic Engineering, University of Florida, Gainesville.
- Bodge, K.R. and Dean, R.G., 1987. Short-term impoudment of longshore transport. *Coastal Sediments*. News Orleans, USA, p.468-483.
- Bodge, K. R., 1999. "Inlet impacts and families of solutions for inlet sediment budgets. *Proceedings, Coastal Sediments '99*. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, 703-718.
- Booij, N., Ris, R.C. and Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions - 1. Model description and validation, *Journal of Geophysical Research*, 104, 7649-7666.
- Bowen, A.J.,1969. The generation of longshore currents on a plane beach. *Journal of Marine Research*, 27, p.206-215.
- Brown, E.I., 1928. Inlets on sandy coasts. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 54: pp 505-553.
- Bruun, P., and Gerritsen, F., 1959. Natural bypassing of sand at coastal inlets: *Jour. Of the waterways and Harbors Div., Amer. Soc. Civil Engrs.*, v. 85, P. 75-107.
- Bruun, P. and Gerritsen, F., 1960. *Stability of coastal inlets*. North Holland Publishing Co.

- Bruun, P., 1966. Tidal Inlets and Littoral drift: v. 2, Universitetsforlaget, Oslo, 193 p.
- Bruun, P., Gerritsen, F., Bhakta, N.P., 1974. Evaluation of Overall entrance Stability of tidal entrances. *Proceedings 14th Conf. Coastal Engineering*, pp.1566-1584.
- Bruun, P., 1978. *Stability of Coastal Inlets: Theory and Engineering*. Elsevier Scientific Publisher Company, 509 p.
- Bruun, P., 1986. Morphological and navigational aspects of tidal inlets on littoral drift shores. *Journal of Coastal Research*, 2, pp.123-143.
- Byrne, R.J., DeAlteris, J.T. and Bullock, P.A., 1974. Channel stability in Tidal Inlets: A case study. *Proc. Of the 14th International Coastal Engineering Conference, Copenhagen*, 2: pp 1585-1604.
- Do Carmo, A.J. and Seabra-Santos, F.J., 1998. A numerical hybrid model for the solution of Boussinesq-type equations. *Hydraulic Engineering Software VII*, W. R. Blain (Ed.), WIT Press, 577-586.
- Carter, R.W.G., 1988. *Coastal Environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, UK, 617 p.
- Cayocca, F., 1996. Modélisation morphodynamique d'une embouchure tidale: Application aux passes d'entrée du Bassin d'Arcachon. Thèse 3^{ème} cycle, Université Bordeaux I, 414 p.
- Ciavola, P., Taborda, R., Ferreira, O., Dias, J.A., 1997. Field measurements of longshore sand transport and control processes on a steep meso-tidal beach in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 13- 4, pp.1119-1129.
- Ciavola, P., Taborda, R., Ferreira, O., Dias, J.A., 1999. Sand transport measurements on beaches: An intercomparison between fast response sensors (OBS) and fluorescent tracer dispersal. *Proceedings of the Coastal Sediments' 99 conference*. Pp.955-970.
- Coakley, J.P. and Skafel, M.G., 1982. Suspended sediment discharge on a non-tidal coast, *Proceedings of the 18th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp.1288-1304.
- Corbau, C., Howa, H., Tessier, B., De Resseguier, A. et Chamley, H., 1994. Evaluation du transport sédimentaire sur une plage macrotidale par traçage fluorescent, Dunkerque, France. C.R.A.S., Paris, tome 319, série II, p. 1003-1009.
- Correia, F., Dias, J.M.A., Boski, T. and Ferreira, O., 1996. The retreat of the Eastern Quarteira cliffed coast (Portugal) and its possible causes, in Jones, Healy and Williams Eds.: *Studies in European Coastal management*. Samara Publishing Limited, Cardigan.
- Cromwell, J.E., 1973. Barrier coast distribution: a world-wide survey, p. 408. In: *Barrier Islands*, Edited by Schwartz, M.L., Dowden, Hutchinson and Ross, USA
- Davis, R.A. and Hayes, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313-329.
- Davidson, M.A., Russell; P.E.; Huntley, D.A. and Hardisty, J., 1993. Tidal asymmetry in suspended sand transport on a macrotidal intermediate beach. *Marine Geology*, 110, pp. 333-353.

- Davidson, M., Huntley, D., Holman, R. and George, K., 1997. The evaluation of large scale (Km) intertidal beach morphology on a macrotidal beach using video images., *Coastal Dynamics* 97, pp. 385-394.
- Davidson, M.A., 2000. The use of video for determination of nearshore hydrodynamics and topographic / bathymetric change, INDIA Workshop - 3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin, Faro, Portugal, pp. 5.
- Dean, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. Conf. On Eng. Dynamics in Coastal Zone, Sydney, Australia.
- Dean, R.G. and Walton, T.L., 1975. Sediment transport processes in the vicinity of inlets with special reference to sand trapping. In: L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, vol. 2, pp.129-150.
- Del Valle, R., Medina, R., and Losada, M. A. 1993. "Dependence of Coefficient *K* on Grain Size, Technical Note No. 3062, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol 119, No. 5, September/ October, pp 568-574.
- De Vriend, H.J., Bakker, W.T. and Bilsse, D.P., 1994. A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy Tidal Inlets. *Coastal Engineering*, 23: pp. 305-327.
- De Vriend, H.J., 1996. Mathematical Modeling of meso-tidal Barrier Island coasts, Part I: Empirical and semi-empirical models, in: P.L.-F., Liu, Ed.: *Advances in Coastal and Ocean Engineering*, 2. World Scientific, pp 115-149.
- Dias, J.M.A., 1986. Observações sobre origem das areias das ilhas barreira da Ria Formosa, 4º Congresso do Algarve
- Dias, J.M.A., 1988. Aspectos Geológicos do litoral Algarvio. *Genovos*, 10: pp 113-118.
- Dias, J.M.A., and Neal, W.J., 1992. Sea cliff retreat in southern Portugal: profiles, processes, and problems, *Journal of Coastal Research*, Volume 8, Issue 3, 1992, Pp. 641-654.
- Dias J.A., Ferreira, Ó., Matais, A., Vila A. and Sá-Pires C., 2000. Evaluation of soft protection techniques in barrier islands by monitoring programmes: case studies from Ría Formosa (Algarve, Portugal). *Marine Geology* (submitted).
- Donnell, B.P., Finnie, J.I., Letter, J.V., McAnally, W.H., Roig, L.C. and Thomas, W.A., 1997. User's guide to RMA2 Wes version 4.3. US Army Corps of Engineers - Waterways Experiment Station Hydraulics Laboratory.
- Duane, D.B. and James, W.J., 1980. Littoral transport in the surf zone elucidated by an eulerian sediment tracer experiment. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, pp. 929-942.
- Elias, E.P.L., Stive, M.J.F., Roelvink, J.A., 2001. Morphodynamics at the updrift side of inlets. 28th International ASCE Conference on Coastal Engineering, July 7-12, 2000, Cardiff, Wales, accepted.
- Emery, K.O. and Aubrey, D.G., 1991. Sea levels, tide levels, and tide gauges. Springer Verlag.
- Engelund, F. and Hansen, E., 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams. *Nordic Hydrology*, 7.
- de Esaguy, A.S., 1984. Ria de Faro, "Barra de Armona", Evolução 1873-1983. Direcção geral de Portos, Divisão de Costas Marítimas e estuários.

- de Esaguy, A.S., 1985. Ria de Faro, "Barra de Fuseta", Evolução 1944-1984. Direcção geral de Portos, Divisão de Coastas Marítimas e estuários.
- de Esaguy, A.S., 1986. Ria de Faro, "Ilha de Tavira", Evolução 1950-1985. Direcção geral de Portos, Divisão de Coastas Marítimas e estuários.
- de Esaguy, A.S., 1987. Ria de Faro, "Ilha do Ancão", Evolução 1950-1985. Direcção geral de Portos, Divisão de Coastas Marítimas e estuários.
- Escoffier, F.F., 1940. The stability of Tidal Inlets. *Shore and Beach*, 8: pp 114-115.
- Escoffier, F.F., 1977. Hydraulics and stability of tidal inlets. General investigation of tidal inlets (GITI) Report, 13. USACE.
- Eysink, W.D. 1990. Proc. Coastal Engineering (ASCE), New York, pp 1948-1961.
- Fairchild, J.C., 1972. Longshore transport of suspended sediment. *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp.1069-1088.
- Ferreira, O., Martins, J.C. and Dias, J.M.A., 1997. Morfodinamica e vulnerabilidade da Praia de Faro. *Proceedings of the seminário sobre a zona costeira do Algarve*. EUROCOAST Portugal, Faro, Portugal, pp.67-76.
- Fisher, J.J., 1962. "Geomorphic Expression of Former Inlets Along the Outer Banks of North Carolina," unpub. Masters Thesis, University of North Carolina, Chapel Hill, NC.
- Fitzgerald DM, Nummedal D, Kana TW (1976) Sand circulation pattern at Price inlet, South Carolina. *Proceedings 15th Coastal Engineering Conference*, Amer. Soc. Civil Engrs. : 1868-1880.
- FitzGerald, D.M., Hubbart, D.K. and Nummedal, D., 1978. Shoreline changes associated with tidal inlets along the south Carolina Coast: Proc. Coastal Zone 1978, Amer. Soc. Civil Engrs, p.1973-1994.
- FitzGerald et Hayes, 1980. Tidal inlet effects on Barrier Island management. *Coastal zone 1980*, Amer. Soc. Of Civil Engrs., p. 2355-2379.
- FitzGerald, D.M., 1982. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. *Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conf. ASCE/ Cape Town, South Africa/ Nov. 14-19, 1982*.
- FitzGerald, D.M., 1985. Effects of the Bay of Fundy project on the tidal inlets of Maine. *New England Regional Coastal Engineering Conference*, USACE, p. 74-78.
- FitzGerald, D.M., 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In D.G. AUBREY and L. WEISHAR Eds.: *Lecture notes on coastal and estuarine studies : Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. New York, Springer-Verlag, 29: pp 186-224
- FitzGerald, D.M., 1996. Geomorphic Variability and Morphologic and Sedimentologic Controls on Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research*, Vol. SI 23, pp 47-71.
- FitzGerald, D.M., Kraus, N.C. and Hands, E.B., 2001. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. *Coastal Engineering Technical Note US Army Corps of Engineers ERDC/CHL CETN-IV- 30*. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.

- Freire de A., C., 1990. O ambiente de Barreira da Ria Formosa, Algarve - Portugal. PhD thesis, University of Lisbon.
- Friedrichs, C.T., Aubrey, D.G., Giese, G.S. and Speer, P.E., 1993. Hydrodynamical modeling of a multiple inlet estuary/barrier system: Insight into formation and stability. In Aubrey, D.G. and Giese, G.S., Eds., 1993. Formation and evolution of multiple tidal inlets. Coastal and estuarine studies, 44. American Geophysical Union, Washington D.C. pp 95-112.
- Galvin, Jr, C.J., 1971. Wave climate and coastal processes. In : A.T. Ippen Ed., Water Environments and Human needs. Cambridge, Massachusetts: MIT Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, pp. 48-78.
- Gana, C., Dias, J.M.A., Ferreira, O. and Taborda, R., 1994. Analysis of storm surge in Portugal between June 1986 and May 1988. Proceedings Litoral 94, 1, p. 381-387.
- Garcia-Gil, S., Vilas-Martins, F., Munoz, A., Acosta, J. and Uchupi, E., 1999. Quaternary sedimentation in the Ria de Pontevedra (Galicia), Northwest Spain. Journal of Coastal Research, 15 (4): pp 1083-1090.
- Gao, S. and Collins, M., 1991. A critique of the "McLaren method" for defining sediment transport paths, J. Sedimentary Petrology, 61, p. 143-146.
- Gao, S. and Collins, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sediment Geol.*, 81, 47-60.
- Gao, S. and Collins, M., 1994. Analysis of grain-size trends for defining sediment transport pathways in marine environments. J. Coastal Res., 10 (1): 70-78.
- Gao, S. and Collins, M., 1994a. Tidal inlet equilibrium, in relation to cross-sectional area and sediment transport patterns. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 38: pp 167-172.
- Gao, S. and Collins, M., 1994b. Tidal inlet stability in response to hydrodynamic and sediment dynamic conditions. Coastal Engineering 23, pp. 61-80.
- Gaudio, D.J. and Kana, T.W., 2001. Shoal Bypassing in mixed energy Inlets: Geomorphic variables and empirical predictions for nine South Carolina inlets. Journal of Coastal Research, 17(2): pp. 280-291.
- Gerritsen, F., 1990. Morphological stability of tidal inlets and channels of the western Wadden Sea, Rijkswaterstaat report GWA0-90.019, The Netherlands.
- Goldsmith, V., Byrne, R.J., Sallenger, A.H., Drucker, D.M., 1975. The influence of waves on the origin and development of the offset coastal inlets of the southern Delmarva Peninsula, Virginia. In: L.E. Cronin (ed.), Estuarine Research. Academic Press, NY, 2, pp.129-150.
- Goodwin, P., 1996. Predicting the stability of tidal inlet for wetland and estuary management, Journal of Coastal Research, S.I.23, pp.93-102.
- Granja, H., Froidefond, J.M., Pera, T., 1984. Processus d'évolution morpho-sédimentaire de la Ria Formosa (Portugal). Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, France, 254 pp.
- Groenendijk, F., 1994. Validation of WAQUA-computations (in dutch). Note RIKZ/OS-94.111, Rijkswaterstaat, The Netherlands. (cited in Van Rijn, 1998).
- Guza, R.T. and Inman, D.G., 1975. Edge waves and beach cusps. Journal of Geophysical Research, 80:21, pp. 2997-3012

- Hands, E.B., and Shepesis, V., 1999. Cyclic channel movement at the entrance to Willapa Bay, Washington, USA. *Proceedings, Coastal Sediments '99*, ASCE, 1522-1536.
- Hardisty, J., 1994. Beach and nearshore sediment transport, Sediment transport depositional processes. K. Pye (Ed.), Blackwell Scientific Publications, p. 219-255.
- Hayes, M.O.; Goldsmith, V.; Hobb, C.H., 1970. Offset coastal inlets. Proceedings 12th coastal Engineering Conference, Amer. Soc. Civil Engrs., p1187-1200.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. IN: L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, vol. 2, pp.183-200.
- Hayes, M.O., 1977. Development of Kiawah Island, South Carolina. Proceedings Coastal Sediments'77 (ASCE, NY), pp. 828-847.
- Hayes, M.O., 1979. Barrier Island morphology as a function of tidal and wave regime., In: S.P. Leatherman, Ed.: *Barrier Islands, from the Gulf of St Lawrence to the Gulf of Mexico*, Academic Press., New York, NY, pp 1-28.
- Hayes, M.O., 1980. General Morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, 26, 139-156.
- Heron, M.L. and Prytz, A., 2000. VHF ocean surface radar measurements in the INlet Dynamics Initiative: Algarve (INDIA) Project, book of abstracts, Vol 2, Paper n°339, 27th ICCE, Sydney, Australia.
- Hine AC (1975) Bedform distribution and migration pattern on tidal deltas in the Chatham Harbor Estuary, Cape Cod, Massachusetts. In: L.E. Cronin (Eds.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2: 235-252.
- Holman, R.A., Lippmann, T.C., O'Neil, P.V. and Hathaway, K., 1997. Video estimation of subaerial beach profiles. *Marine Geology*, 97: 225-231.
- Houwman, K.T. and Hoekstra, P., 1994. Shoreface hydrodynamics; Report part 1, field measurements near Egmond aan Zee, Imau R94-2, Univ. of Utrecht, The Netherlands.
- Howa, H. and De Resseguier, A., 1994. Application of a fluorescent grain detector/ counter for sand transport evaluation in the littoral zone. Proceedings of Ocean OSATES 94, v. 3, pp.254-257.
- Howa, H., De Resseguier, A., Michel, D., 1997. Quantification des déplacements sableux en domaine littoral - Calculs théoriques et traçages fluorescents. *Colloque Franco Brésilien, Aquitaine Ocean*, 3, 79-91.
- Howa, H., Balouin, Y., and De Resseguier, A., 2000. Use of automatic detectors for beach tracer studies. *3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin: INDIA Workshop MAST3 Project (MAS3CT97-0106)*.
- Hoyt, J.H., 1967. Barrier island formation. *Geological Society of American Bulletin*, 78 : pp 1124-1136.
- Hubbard, D.K., 1975. Morphology and hydrodynamics of the Merrimack river ebb-tidal delta. IN: L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2: 253-266.

- Hubbard, D.K., Oertel, G. and Nummedal, D., 1979. The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: Example from north Carolina, South carolina and Georgia.
- Hume, T.M. and Herdendorf, C.E., 1987. Tidal inlet stability: Proceedings of a workshop, Christchurch, 4 december 1985. Water & Soil Msicellaneous Publication n° 108, 1987, 82p.
- Hume, T.M., 1991. Empirical stability relationships for estuarine waterways and equations for stable chanel design. *Journal of Coastal Research*, 7(4): pp 1097-1111.
- Hume, T.M. and Herdendorf, C.E., 1992. Factors controllling tidal inlet characteristics on low drift coasts. *Journal of Coastal Research*, 8(2): pp 355-375.
- Inglis-Lacey (1968), référence non trouvée.
- Inman, D. L., and Bagnold, R. A. 1963. "Beach and Nearshore Processes; Part II: Littoral Processes," Contribution to *The Sea*, 3, M. N. Hille, ed., John Wiley and Sons, pp 529-553.
- Inman, D.L., Zampol, J.A., White, T.E., Hanes, D.M., Waldorf, B.W., and Kastens, K. A. 1980. Field Measurements of Sand Motion in the Surf Zone. *Proceedings of the 17th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp 1215-1234.
- Jackson, N.L. and Nordstrom, K.F., 1993. Depth of activation of sediment by plunging breakers on a steep sandy beach. *Marine Geology*, 115, 143-151.
- Jacob, J.M.Q.B. and Sarmento, A.J.N.A., ?. Longshore current prediction in the region of Faro-Olhao, Gaia, 8, p. 79-83.
- Jarrett, J.T., 1976. Tidal prism - inlet area relationships. General Investigations of tidal inlets. Rep. N°3, Coastal Eng. Research Center, Ft. Belvoir, VA, 32p.
- Jarrett, J.T., 1991. Coastal sediment budget analysis techniques. *Proceedings, Coastal Sediments '91*. American Society of Civil Engineers, (ASCE), ASCE Press, New York, 2223-2233.
- Johnson, J.W., 1919. Shore processes and shoreline development. John Wiley and sons, New York, 584 p.
- Johnson, J.W., 1972. Tidal inlets on the California, Oregon and Washigton Coasts. Report HEL 24-12, Hydraulic Engineering Laboratory, University of California. Berkeley, CA.
- Kackmarek, L.M., Ostrowski, R., Balouin, Y. and Howa, H., 2001. Longshore sediment transport model against field tracer data at Ancao Peninsula (Portugal) and Lubiatoowo (Poland). Paper accepted for the *4th Coastal Dynamics Conference*, Lund, 11-15 June 2001.
- Kamphuis, J. W., and Readshaw, J. S. 1978. "A Model Study of Alongshore Sediment Transport Rate," *Proceedings, 16th International Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, pp 1656-1674.
- Kamphuis, J.W., Davies, M.H., Nairn, R.B. and Sayao, O.J., 1986. Calculation of littoral sand transport rate. *Coastal Engineering*, v. 10, pp. 1-21.
- Kamphuis, J.W., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, v. 117 (6): 624-640.

- Kana, T. W. 1977. "Suspended Sediment Transport at Price Inlet, S.C.," *Proceedings of Coastal Sediments '77*, American Society of Civil Engineers, pp 366-382.
- Kana, T.W., Williams, M.C. and Stevens, F.D., 1985. Managing shoreline changes in presence of nearshore shoal migration and attachment. *Proceedings Coastal Zone '85* (ASCE), pp. 1277-1294.
- Kana, T.W. and Mason, J.E., 1988. Evolution of an ebb-tidal delta after an inlet relocation. In: D.G. Aubrey and L. Weishar (eds.), *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*, New York: Springer-Verlag, pp.382-411.
- Kana, T.W., Hayter, E.J., Work, P.A., 1998. Mesoscale sediment transport at South-eastern U.S. Tidal Inlets: Conceptual Model Applicable to Mixed Energy Settings. *Journal of Coastal Research*, Vol. 15, pp 303-313.
- Keulegan, G.H., 1951. Third progress report on tidal flow in entrances, water-level fluctuations of Basins in communication with Seas. National Bureau of Standards.
- Kjerfve, B., 1994. Coastal Lagoons, B. Kjerve (Ed.), *coastal lagoons processes*, Elsevier Oceanographic series, 60, Amsterdam, p. 1-8.
- Knoth, J. S., and Nummedal, D. 1977. "Longshore Sediment Transport Using Fluorescent Tracer," *Proceedings of Coastal Sediments '77*, American Society of Civil Engineers, pp 383-398.
- Komar, P.D., and Inman, D. L. 1970. "Longshore Sand Transport on Beaches," *Journal of Geophysical Research*, Vol 75, No. 30, pp. 5914-5927.
- Komar, P.D., 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of Sediments. *J Coastal Res*, SI 23 : 23-45.
- Kraus, N.C., Isobe, M., Igarashi, H., Sasaki, T.O., and Horikawa, K. 1982. "Field Experiments on Longshore Sand Transport in the Surf Zone," *Proceedings, 18th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp 969-988.
- Kraus, N.C., 1985. Field experiments on vertical mixing of sand in the surf zone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 3-14.
- Kraus, N.C. and Dean, J.L., 1987. Longshore sediment transport rate distributions measured by trap. *Coastal Sediments*, New Orleans, USA, p. 881-896.
- Kraus, N.C., 1999. Analytical model of spit evolution at inlets. *Proceedings of Coastal Sediments 99*, ASCE, 1999, New York, Long Island : 1739-1754.
- Kraus, N.C. and Militello, A., 1999. Hydraulic study of multiple inlet system: East Matagorda Bay, Texas. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(3): pp 224-232.
- Kraus, N.C., 2000. Reservoir model of ebb-tidal shoal evolution and sand bypassing. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 126(6): pp. 305-313.
- Kroon, A., 1994. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond, The Netherlands. Doctoral Thesis, Dep. Of Physical Geography, University of Utrecht, The Netherlands.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1979. Action de la houle sur les sédiments. Rapport L.C.H.F. pour le CNEXO, 47p.

- Liu, J.T., Stauble, D.K., Giese, G.S. and Aubrey, D.G., 1993. Morphodynamic evolution of a newly formed tidal inlet. In : D. G. Aubrey et G. S. Giese (eds.), *Formation and Evolution of Multiple Tidal Inlets*. Washington. Vol. 44, pp.62-94.
- Longuet-higgins, M.S., 1970. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. *Journal of Geophysical Research*, 75, p. 6778-6801.
- Madsen, O.S., 1989. Transport determination by tracers: tracer theory, R.J., Seymour (Ed.), nearshore sediment transport (N.S.T.S.), p. 103-113.
- Mallet, C., Kingston, K.S., Davidson, M.A. and Huntley, D.A., 2000. The use of video in the study of sandbar dynamics. *Proceedings Marine Sandwave Dynamics*, Lille, march 2000
- Mann, D. W., 1999. The importance of inlet littoral budget variability. *Proceedings, Coastal Sediments '99*. ASCE, Reston, VA, 688-702.
- Marino, J. N., 1986. Inlet ebb shoal volumes related to coastal physical parameters. UFL/COEL-86-O17, Coastal and Oceanographic Engineering Department, University of Florida, Gainesville, 116.
- Martins, J.T., Ferreira, O., Ciavola, P. and Dias, J.A., 1996. Monitoring of profile changes at Praia Faro, Algarve: a tool to predict and solve problems. *Partnership in Coastal Zone Management*. Samara Publishing Limited. Pp. 615-622.
- Mason, J.E., 1986. Morphologic evolution of a relocated mesotidal inlet, Captain Sams inlet, South Carolina. M.S. Thesis, Department Geology, University South Carolina, Columbia, 149p.
- Masselink, G. and Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. *Journal of Coastal Research*, 9: 785-800.
- Masselink, G. and Hegge, B., 1995. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine Geology*: 129, p. 1-23.
- Metha, A.J. and Hou, H.S., 1974. Hydraulic constants of tidal entrances. Report 23. Coastal Engineering Department. Gainesville, FL.
- Metha, A.J., 1976. Stability of some New Zealand Coastal Inlets, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 4, p. 734-740.
- Michel, D., 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Thèse 3^{ème} cycle, Université Bordeaux I, 162 p.
- Michel, D. and Howa, H., 1998. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal sandy beach. *J. of Coastal Research*, Vol. 15, pp 428-437.
- Militello A and Kraus NC (2001) Re-alignment of inlet entrance channel by ebb-tidal eddies. *Proceedings 4th Coastal Dynamics*, Lund, 11-15 June 2001.p.423-432.
- Mc Laren, P., 1981. An interpretation of trends in grain-size measures, *J. Sedimentary Petrology*, 55, p. 457-470.
- McLaren, P. and Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain size distributions. *J. Sediment. Petrol.*, 55: 457-470.

- Monteyro, J.H, Pilkey, O., Dias, J.A., Gaspar, L.C. and Paixao, G., 1984. Origem, evoluçao e processos geologicos das ilhas barreira e sua importancia para o desenvolvimento destas ilhas. 3a congresso sobre o Algarve - Textos das comunicacoes, 2, 713-719.
- Morris BD, Davidson MA and Huntley DA (2001) Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques. *Mar Geol*, 175, p. 251-272.
- Morris BD, Davidson MA and Huntley DA (2001b) Estimates of the Inter-Seasonal Morphological Evolution of the Barra Nova Inlet Using Video Techniques. Submitted to *Journal of Coastal, estuarine and shelf research*.
- Moslow, T.F. and Tye, R.S., 1985. Recognition and Characterization of Holocene Tidal Inlet Sequences, *Marine Geology*, Vol 63, pp 129-151.
- Nayak, I.V., 1971. Tidal Prism-area relationship in a model inlet. Technical Report, HEL 24-1. Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, Berkeley, CA.
- Nichols, M.M., and Allen, G., 1981. Sedimentary processes in coastal lagoons, *Coastal Lagoons research, present and future*, UNESCO, Tech. Pap. Mar. Sc., 33, p. 27-80.
- Norton, W.R., King, I.P. and Orlob, G.T., 1973. A finite element model for lower granite reservoir. Report prepared by Water Ressources Engineers, Walnut Creeke, California, for U.S.Army Corps of Engineers, Walla Walla, Washigton.
- O'Brien, M.P., 1931. Estuary tidal prism related to entrance areas, *Civ. Eng.*, 1, p.738-739.
- O'Brien, M.P., 1966. Equilibrium flow areas of inlet on sandy coasts. *Proc. of the 10th Coastal Engineering Conference*, 1: pp 676-686.
- O'Brien, M.P., 1969. Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. *Jour. of the Waterways and Harbour Div.*, Vol. 95, pp.43-52.
- O'Connor, B.A., Pan, S., Pires, O.H., Dias, J.M.A., Silva, A.J., Hale, I., Rose, C. and Williams, J.J., 1998. Environmental data, Peninsula Ancao, Algarve, Portugal. Report CE/02/98, Univ. of Liverpool, Department of Civil Engineering, May 1998, 18 p.
- O'Connor, B.A., Williams, J.J., Arens, B., Davidson, M.A., Dias, J.M.A., Howa, H., Sarmiento, A. and Voulgaris, G., 1998b. "The INDIA Project", *Third Marine Science and Technology Conference Sponsored by the European Comission*, 23-27 May, 1998. Lisbon, Portugal. 4pp.
- O'connor et al., 2000. INDIA 30 months Report. *Report No CE/07/00, Department of Civil Engineering, University of Liverpool, May 2000*.
- O'Connor, B.A, Hale, I.P., Pan, S., Rose, C.P., Williams, J.J., Bell, P. and Thorne, P.D., 2000a. Sediment transport in the Barra Nova inlet, Portugal. *Environmental Coastal Regions III*, G. R. Rodriguez, C. A. Brebbia & E. Perez-Martell (eds), WIT Press, 227-239.
- O'Connor, B.A, Pan, S., Heron, M., Williams, J.J., Voulgaris, G. and Silva, A., 2000b. Hydrodynamic modelling of a dynamic inlet. *Proceedings, 27th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers*, (in press).
- O'Connor BA, Williams JJ, Dias JMA, Collins MA, Davidson MA, Arens SM, Howa H, Sarmiento A, Heron M, Aubrey D, Voulgaris E, Kim H, Kaczmarek L, Seabra-Santos F, Silva A, Jones MT, "Algarve Inlet Project: INDIA", *EurOcean 2000c*, Hamburg, 29th August - 2nd Sept 2000, II : 409 - 414.

- Oertel, G.F., 1972. Sediment transport on estuary entrance shoals and the formation of swash platforms. *Journal of sedimentary Petrology*, 42, pp. 858-868.
- Oertel, G.F., 1975. Ebb-tidal Deltas of Georgia estuaries. In: L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, vol. 2, pp.267-276.
- Oertel, G.F., 1988. Processes of Sediment exchange between tidal inlets and barrier islands. In: D.G. Aubrey and L. Weishar (eds.), *Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*, New York: Springer-Verlag, pp.186-225.
- Pan, S., MacDonald, N.J., Sayers, P., Nicholson, J. and O'Connor, B.A., 1999. Modelling of hydrodynamics of an L-shaped breakwater. In; *Coastal Engineering and marina developments*. Ed. Brebbia C.A. and Anagnostopoulos, P., WIT Press, pp. 243-252.
- Pan S, O'Connor BA, Bell P, and Williams JJ (2001) Interactive numerical modeling of the hydrodynamics of combined waves and tides in the coastal zone. *Proceedings 4th Coastal Dynamics*, Lund, 11-15 June 2001.p.162-171.
- Pedrerros, R., Howa, H. and Michel, D., 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135, p. 35-49.
- Phleger, F.B., 1969. Some general features of coastal lagoons. A. Ayala Castanares et P.B. Phleger (Eds.), *Coastal Lagoons, a symposium*, Uni. Nac. Auton. De Mexico, Mexico, p. 5-26.
- Pilkey Jr, O.H., Neal, W.J., Monteiro, J.H., Dias, J.M.A., 1989. Algarve Barrier Islands: A noncoastal-Plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 5, 239-261.
- Pires, O.H., 1998. Preliminary report on the wave climate at Faro. Report to INDIA Project, Instituto of Meteorologia - Instituto Superior Tecnico.
- Sá-Pires, C., Ferreira Ó., Vila, A., and Matias, A., 2000. Study of Maximum Runup Levels in Península do Ancão and its Relationship with Overwash. 3th SYMPOSIUM on the IBERIAN ATLANTIC MARGIN, Faro.
- Reniers, A.J.H.M. and Battjes, J.A., 1997. A laboratory study of longshore currents over barred and non-barred beaches. *Coastal Engineering*, 31, Issues 1-4, July 1997, P 339-340.
- De Resseguier, A., 1987. Un nouveau détecteur compteur automatique (DCA) de grains fluorescents. Application à l'étude du déplacement d'un sédiment. *Actes du 1er congrès Français de Sédimentologie*, p.25-26.
- Rivière, A., 1977. *Méthodes granulométriques; techniques et interprétations*. Masson, Paris, 170p.
- Rosati, J.D., and Kraus, N.C., 1989. "Development of a Portable Sand Trap for Use in the Nearshore," Technical Report CERC-89-11, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Rosati, J.D. and Kraus, N.C., 1999. Formulation of sediment budgets at inlets. *Coastal Engineering Technical Note CETN -IV-15*, U. S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, 20 pp
- Salles, P., 2000. Hydrodynamic controls on multiple tidal inlet persistence. PhD Thesis Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution. 266p.

- Salles, P., 2000b. Numerical Simulations of the hydrodynamic response to inlet disturbances at Ría Formosa, Portugal. *Continental Shelf Research* (submitted).
- Sayao, O. 1982. "Beach Profiles and Littoral Sand Transport," Ph.D. diss., Department of Civil Engineering, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.
- Schoonees, J.S. and Theron, A.K., 1993. Review of field database for longshore sediment transport. *Coastal Engineering*, 19, 1-25.
- Schwartz, M.L., 1973. *Barrier Islands*. Dowden, Hutchinson and Ross.
- Sexton, W.J. and Hayes, M.O., 1983. Natural bar-bypassing of sand at a tidal inlet. *Proceedings 18th Coastal Engineering Conference (ASCE)*, pp. 1179-1195.
- Sha, L.P., 1989. Sand transport patterns in the ebb-tidal delta off Texel inlet, Wadden Sea, The Netherlands. *Marine Geology*, 86, p. 137-154.
- Sherman, D.J., Nordstrom, K.F., Jackson, N.L. and Allen, J.R., 1994. Sediment mixing depths on a low-energy reflective beach. *Journal of Coastal Research*, 10, 297-305.
- Shore Protection Manual, 1984. 4th ed., 2 Vol, U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station, U. S. Government Printing Office, Washington, DC. (le complément provisoire de Sept. 2000 a également été utilisé).
- Short, A.D., 1991. Macro-meso tidal beach morphodynamics- an overview, *Journal of Coastal Research*, , 7(2), p.417-436.
- Skou A. and Fredsoe, J., 1990. Prediction of the dimensions of tidal inlets. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 9, 894-910.
- Smith, D., 1984. The hydrology and geomorphology of tidal basins. In: *The closure of tidal basin by J.C.'t Huis in't Veld*, Delft University Press, Delft, The Netherlands.
- Soulsby, R.L., 1997. *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications*. Thomas Telford Publications, 249pp.
- Stauble, D.K., 1998. Techniques for measuring and analysing inlet ebb-shoal evolution. *Coastal Engineering Technical Note CETN -IV-13*, U. S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, 12 pp.
- Steijn, R.C., 1991. Some considerations on tidal inlets; *Delft Hydraulics / Rijkswaterstaat*, Coastal Genesis rept. H840.45, May 1991.
- Swift, D.J.P., 1976. Coastal Sedimentation, *Marine Sediment Transport and Environment Management*, D.J. Stanley and D. J. P. Swift, eds., John Wiley, New York, pp 255-310.
- Thornton, E.B., 1971. Variation of longshore current across the surf zone. *Proc. 12th Int. Conf Coastal Engineering, A.S.C.E.*, New York, p. 291-308.
- Thornton, E.B., 1972. Distribution of Sediment Transport Across the Surf Zone. *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, pp 1049-1068.
- Thornton, E.B. and Guza, R.T., 1986. Surf zone longshore currents and random waves: field data and models. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 16, p. 1165-1178.
- Van de Kreeke, J., 1984. Stability of multiple inlets. *Proc of the 19th Coastal Engineering Conference*, pp 1360-1370.

- Van de Kreeke, J., 1985. Stability of tidal inlets - Pass Cavallo, Texas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 21: pp 33-43.
- Van de Kreeke, J., 1990. Can multiple tidal inlets be stable ? *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30: pp 261-273.
- Van de Kreeke, J., 1992. Stability of Tidal Inlets; Escoffier Analysis. *Shore and Beach*. 60(1), 9-12.
- Van de Kreeke, J., 1996. Adaptation of the Frisian Inlet to a reduction in Basin Area with special reference to the cross-sectional area of the inlet channel. *Proc. of the Physics of estuaries and coastal seas (PECS) 1996*.
- Van Goor, M.A., Stive, M.J.F., Wang, Z.B. and Zitman, T.J., 2001. Influence of sea level rise on coastal inlets and tidal basins. *Proceedings Coastal Dynamics'01*, Lund, Sweden, p. 242-251.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport, Part I: Bed load transport. *Journal of hydraulic Engineering*, 110, 10.
- Van Rijn, L.C., 1990. *Handbook sediment transport by currents and waves*, Delf Hydraulics, second Ed, January 1990., H461.
- Van Rijn, L.C., 1993. *Principles of sediment transport in rivers, Estuaries and coastal seas*. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands.
- Van Rijn, L.C., 1997. Sediment transport and budget of central coastal zone of Holland. *Coastal Engineering*: 32, p. 61-90.
- Van Rijn, 1998 *Principles of coastal morphology*. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands
- Vila, A., Dias, J.M.A., Ferreira, O. and Matias, A., 1999. Natural evolution of an artificial inlet. *Proceedings of Coastal Sediments '99 – Long Island, New York, June 1999*, pp. 1478-1488.
- Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H., Collins, M.B. and Huntley, D.A., 1998. Measuring and modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: An intercomparison. *Journal of Coastal Research*, 14 -1, pp 315-330.
- Walton, T.L. and Adams, W.D., 1976. Capacity of inlet outer bars to store sand. *Proc. 19th Coastal Engineering Conf*. Pp 1919-1937.
- Walton, T. L. 1980. "Littoral Sand Transport from Longshore Currents," Technical Note, *Journal of the Waterway, Port, Coastal, and Ocean Division*, American Society of Civil Engineers, Vol 106, No. WW4, November, pp 483-487.
- Walton, T. L. 1982. "Hand-held Calculator Algorithms for Coastal Engineering; Second Series," CETA 82-4, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Walton, T.L., Thomas, J.L., and Dickey, M.D., 1985. Cross-shore Distribution of Sediment Transport at a Weir Jetty. *Australasian Conference on Coastal and Ocean Engineering*, Christchurch, New Zealand, 2-6 December, pp 525-535.
- Wang, P. and Kraus, N.C., 1999. Longshore sand transport rate measurement and quantification of uncertainties. *Proceedings Coastal Sediments' 99*, pp. 770-785.

- Watts, G.M., 1953. Development and Field Test of a Sampler for Suspended Sediment in Wave Action. Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 34, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- White, T.E., 1987. Nearshore Sand Transport. Ph.D. diss., University of California, San Diego.
- White, T.E. and Inman, D.L., 1989. Transport determination by tracers. In: Seymour, R.J. (eds.) Nearshore Sediment Transport, Plenum Press, pp.115-128.
- Williams, J.J., Arens, B., Davidson, M.A., Dias, J.M.A., Howa, H., O'Connor, B.A., Sarmiento, A. and Voulgaris, G., 1998. INDIA: "Inlet Dynamics Initiative: Algarve", Proceedings Oceans' 98, 28 September-1 October, Nice France.
- Williams, J. et al., 1999. Inlet Dynamics Initiative: Algarve (INDIA), Coastal sediments'99, pp. 612-627.
- Williams, J.J., Bell, P.S., Rose, C.P., Hardcastle, P.J., Thorne, P.D. and Humphery, J.D., 2000a. Measurement of hydrodynamic conditions, bed morphology and sediment transport in a tidal inlet. Submitted to Continental Shelf Research (submitted).
- Williams, J.J., Bell, P.S. and Thorne, P.D., 2000b. Measurements of hydrodynamic conditions, sediment transport and bed morphology in a tidal inlet. Environmental Coastal Regions III, G. R. Rodriguez, C. A. Brebbia & E. Perez-Martell (editors), WIT Press, 261-270.
- Williams, J.J., O'Connor, B.A., Arens, S.M., Bell, P., Balouin, Y., Van Boxel, J.H., Do Carmo, A.J., Davidson, M., Ferreira, O., Heron, M., Howa, H., Hughes, Z., Kaczmarek, L.M., Kim, H., Morris, B., Nicholson, J., Pan, S., Salles, P., Silva, A., Smith, J., Soares, C. and Vila, A., submitted. Tidal inlet function: field evidence and numerical simulation in the INDIA Project. Submitted to Journal of Coastal Research.
- Wolf, J. and Prandle, D., 1999. Some observations of wave-current interaction. Coastal Engineering, 37, p. 471-485.
- Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamics variability of high-energy beaches. Marine Geology: 56, p. 93-118.
- Yasso, W.E., 1966. Formulation and use of fluorescent tracer coatings in sediment transport studies. Sedimentology, v. 6, pp. 287-301.
- Zenkovitch, V.P. 1958. "Fluorescent Substances as Tracers for Studying the Movement of Sand on the Sea Bed, Experiments Conducted in the U.S.S.R.," *Dock and Harbor Authority*, Vol 40, pp 280-283.
- Zhang, Q.M., 1987. Analysis of P-A relationship of tidal inlets along the coast of South China. In: Nanjing Hydraulic Research Institute (Editors), 1987 Proceedings of Coastal and Port Engineering in Developing Countries, Vol. 1. China Ocean Press, Beijing, pp. 412-422.

Annexes

Annexe : Expérimentation et modélisation dans le programme INDIA

La plupart des informations concernant la campagne de mesures INDIA sont disponibles sur le site du programme: <http://www.pol.ac.uk/india/INDIA.html>

L'objectif en terme de modélisation numérique dans le programme INDIA était de tester des modèles existant entre eux et avec les données de terrain, dans le but de comprendre et prévoir:

- les interactions entre ondes longues et courtes dans et près des inlets
 - les mécanismes générant les processus de bypass et la morphologie
 - les processus hydrodynamiques et sédimentaires qui contrôlent la stabilité des inlets
 - la réponse morphologique des inlets aux variations des conditions environnementales
- mais également dans le but:
- d'aider à l'organisation des mesures de terrain en identifiant les limites importantes et les gradients dans les processus,
 - d'étendre les prévisions de transport sédimentaire et d'hydrodynamique grâce aux mesures de terrain,
 - d'aider à l'interprétation des mesures de terrain souvent limitées dans le temps et dans l'espace.

Les activités de modélisation sont divisées en 7 modules :

- modèle hydrodynamique 2DH du lagon et de l'embouchure (LAGOON)
- modèle hydrodynamique quasi-3D offshore incluant le vent, la marée et les vagues (3D-OFFSHORE)
- différents modèles de vagues (WAM, RAY, 3D-WAVE, SWAN)
- modèle quasi-3D d'hydrodynamique côtière et sédiments (3D-INLET)
- modèles d'hydrodynamique vagues/courants et couche limite (1D-W/C/S, 1D-SHEET)
- modèle 2DV d'hydrodynamique au dessus des figures sédimentaires (2D-BED)
- modèle de transport éolien 2DV (2D-AEOLIAN)

Expérimentation:

Afin d'effectuer des mesures dans l'embouchure, une plate-forme pétrolière (Jack-up Barge SKATE II SEACORE) de 12x12 m a été utilisée. Cette plate-forme mobile a permis de réaliser des mesures très précises grâce aux nombre d'instruments déployés: le PIP (POL Instruments Package) descendu directement sous la barge, l'ADCP, mais également en servant de support aux antennes du radar rotatif X-Band.

1 - Les mesures d'imagerie vidéo et radar:

Trois systèmes radar et un système vidéo ont été déployés pendant la campagne INDIA: les radars X-BAND, COSRAD et OSCR, et le système vidéo de type ARGUS. Le système vidéo est décrit dans le chapitre 3.

Le système Ocean Surface Current Radar (OSCR) HF (25-50 MHz) déployé par le Southampton Oceanography Centre (SOC) n'a pas fonctionné.

- système COSRAD RADAR VHF (152.2 MHz) déployé par l'Université James Cook du North Queensland en Australie. Il s'agit de deux stations VHF transmetteur / récepteur synchronisés. Ce système est utilisé pour mesurer les courants de surface (précision de + ou - 1.25 cm/s), les périodes et hauteurs significatives des vagues dans la lagune, l'embouchure et au large. Le système a une résolution spatiale de 100 m et une portée de 2 Km. Les stations étaient situées de part

et d'autre de l'embouchure de la Barra Nova et ont fonctionné du 29 Janvier au 14 mars 1999.



Figure: Antenne du COSRAD sur la péninsule d'Ancão.

- X-BAND RADAR (9.8 GHz, 3 cm de longueur d'onde) est un radar rotatif déployé par le the Proudman Oceanographic Laboratory (POL), U.K. Ce système est développé pour obtenir les spectres directionnels des vagues dans l'embouchure et à proximité (jusqu'à 1.5 km). Les données sont enregistrées sous forme d'images sur un PC. Le radar opère à 20 MHz et a une

portée maximale de 3.75 km. La résolution radiale d'environ 1°, et le temps entre deux images est 2.25 s.

Ce radar était positionné sur la barge SKATE III, au centre du chenal de l'embouchure du 23 janvier au 4 mars 1999.

L'énergie du radar est renvoyée depuis la surface océanique par les petites rides induites par le vent, qui ont une longueur d'onde similaire à celle du radar. Le signal est modulé par la présence de vagues, le front de la vague donnant un signal plus puissant que l'arrière (par rapport à l'antenne). Pour avoir une image acceptable, il faut un minimum de vent pour augmenter la rugosité de la surface.



Figure: Antenne du X-Band radar sur la barge dans l'embouchure de la Barra Nova.



Figure: exemple de données du X-Band radar.

2 - Les instruments de la Barge:

La figure représente le PIP du Proudman Oceanographic Laboratory, qui regroupe un grand nombre d'instruments (voir figure):

- 2 ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) (1 Sonteck du POL et un Nortek du DGO)
- 2 courantomètres électromagnétiques (EMCM)
- des pompes à sédiment (échantillonnant à 7 niveaux)
- un capteur de pression
- ABS (Acoustic Backscatter sensor)
- un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)
- systèmes d'imagerie acoustique du fond: un profileur de rides (Sand Ripple Profiler) et un sonar rotatif de rayon 5 m (Sand Ripple Imager).
- un transmissomètre laser in-situ (Laser In Situ Scattering Transmissometer (LISST) 100)
- un HRCDCP (High Resolution Coherent Doppler Current Profiler)

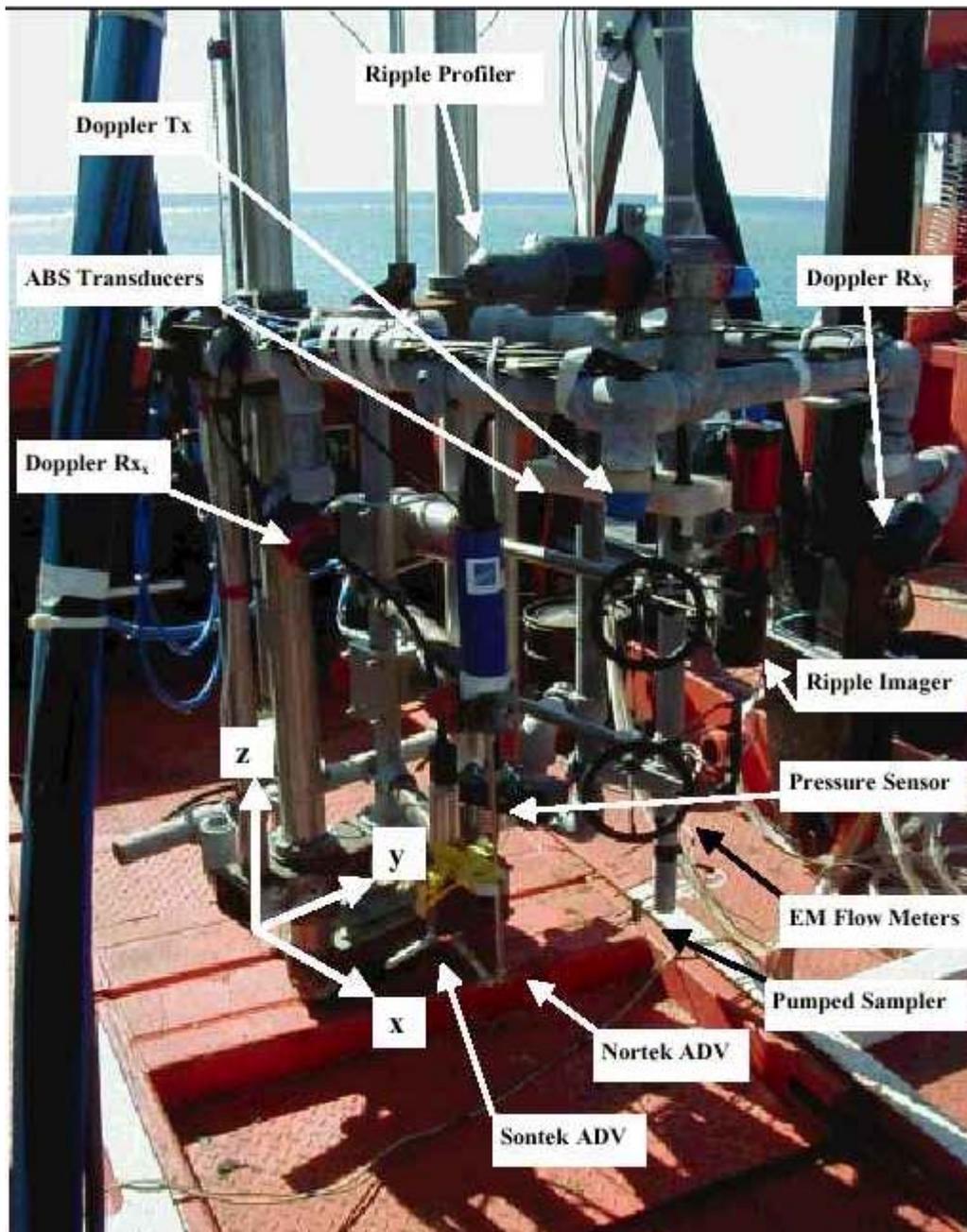


Figure: PIP (POL Instrument Package)

3 - Les bouées au large

- Bouée directionnelle de Faro: 36°54'17''N, 07°53'54''W

Ces données journalière étaient disponible dans le cadre d'INDIA de juin 1997 à décembre 1999. Les mesures statistiques données, basée sur la hauteur significative des vagues, sont:

1. Daily maximum significant wave height - H_{M0} (metres),
2. Mean wave period – T_{02} (seconds),
3. Peak period – T_P (seconds),
4. Mean wave direction at peak frequency – T_{HTP} (degrees),
5. Directional spread at peak frequency - $SPRTP$ (degrees)

Lors de la campagne INDIA, les données tri-horaires sont disponibles:

1. Significant wave height – HM0 (metres),
2. Mean wave period – T02 (seconds),
3. Peak period – TP (seconds),
4. Spectral estimate at peak frequency – SMAX (m² s),
5. Mean direction at peak frequency – THTP (degrees),
6. Directional spread at peak frequency – SPRTP (degrees),
7. Mean wave direction corresponding to high frequencies – THHF (degrees), In the range 0.125Hz to 0.4Hz,
8. Mean wave direction corresponding to low frequencies – THLF (degrees), In the range 0.025Hz to 0.12Hz,
9. Exponent of cosine square distribution at peak frequency – N

- Triaxys Directional Wave Buoy (036°58.0'N, 08°00.1'W)

Données horaires pour la période du 13/01/1999 au 25/03/1999. Les paramètres disponibles sont: Hs (m), Tp (s), Tz (s), MWD(degrés), Ecart-type (degrés)

4 - Les mouillages offshore:

- Les plates-formes du POL (PMP: POL Monitoring Platforms)

PMP1 SE (036°58.0'N, 007°58.3'W): un capteur de conductivité, température, un ADCP, un S4 DW et un capteur de pression.

PMP2 NW (036°59.3'N, 008°00.2'W).

- Current Meter Moorings

4 mouillages supplémentaires ont été réalisés, avec 2 courantomètres Aanderaa chacun, aux positions: CM1 NW (036°59.6'N 008°00.1'W), CM2 NE (036°58.3'N 007°58.2'W), CM3 SW (036°59.0'N 008°00.4'W), CM4 SE (036°57.6'N 007°58.6'W).

- **BLISS**: Boundary Layer Intelligent Sensor System (Université de Plymouth, UK). Les données ont été collectées de 15/01 à 01/03/1999 (036°59.0'N, 007°59.1'W). Le BLISS est constitué de plusieurs capteurs:

- 2 courantomètres électromagnétiques (EMCM) à 39cm et 41cm du sol.
- 2 OBS (Optical Backscatter) à 40cm et 89.5cm au dessus du sol.
- des capteurs de température et conductivité à 47.5cm.
- un capteur de pression à 70 cm.

Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents - Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal.

Résumé

L'évolution d'une embouchure tidale dépend de l'équilibre dynamique entre les processus littoraux sur les côtes adjacentes et la barrière hydraulique que représente le chenal de marée.

L'objectif de ce travail était de quantifier l'influence de ces différents paramètres afin de comprendre et prédire la morphodynamique du site de la Barra Nova sur le système d'îles-barrières de la Ria Formosa (Sud Portugal).

Les mesures de morphodynamique (bathymétries, vidéo), d'hydrodynamique et de dynamique sédimentaire (traçages) ont permis de quantifier l'évolution de cette embouchure en déterminant les processus hydrosédimentaires sur le littoral adjacent, et la réponse du système aux variations climatiques.

Un schéma conceptuel est proposé, basé sur la compréhension de la morphodynamique à court terme et sur l'enregistrement vidéo à moyen terme. Ce nouveau concept, qui explique l'évolution saisonnière de la Barra Nova, met en évidence les facteurs responsables de la migration historique de cette embouchure.

Mots-clés:

Embouchure tidale, morphodynamique, transport littoral, delta de jusant, Ria Formosa, modèles

Tidal inlets and adjacent coasts - Example of the Barra Nova inlet, south Portugal.

Abstract:

Tidal inlets are among the most dynamic morphological features along the world coastlines. Their evolution and stability, frequently critical to the local environment, are dependent on the relative influence of longshore transport along adjacent coasts and tidal flows in the inlet.

Main objective of this study was to quantify the processes involved in the inlet morphodynamics in order to determine the key parameters of these systems and to predict medium to long-term evolution.

Morphology evolution (bathymetry, remote sensed video data), hydrodynamics and sediment transport measurements were analyzed to quantify the inlet dynamics. Our approach was based on the study of hydrosedimentary processes along the adjacent coastline, and inlet responses to environmental variations (mainly seasonal).

A conceptual model is proposed, based on the understanding of short-term morphodynamics of the system, and medium to long-term video information. This new model, explaining the seasonal evolution of the Barra Nova, points out the processes responsible for the historical migration of this tidal inlet.

Keywords:

Tidal inlet, morphodynamics, sediment transport, ebb-tidal delta evolution, Ria Formosa, models