



HAL
open science

Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible

Pierre Stéphan

► **To cite this version:**

Pierre Stéphan. Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible. Géomorphologie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2008. Français. NNT : . tel-00355047

HAL Id: tel-00355047

<https://theses.hal.science/tel-00355047>

Submitted on 21 Jan 2009

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

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

Université de Bretagne Occidentale
Institut Universitaire Européen de la Mer

Laboratoire Géomer
LETG – UMR 6554 CNRS

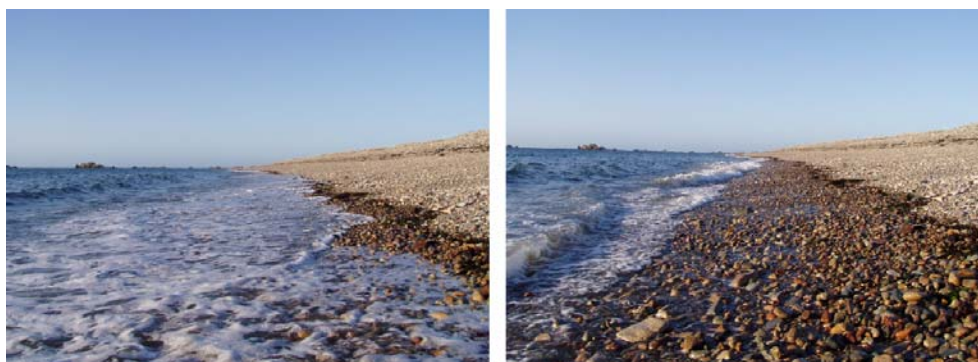
Thèse de doctorat nouveau régime

Discipline : Géographie

LES FLÈCHES DE GALETS DE BRETAGNE : MORPHODYNAMIQUES PASSÉE, PRÉSENTE ET PRÉVISIBLE

Présentée par PIERRE STÉPHAN

Directeur : Yannick Lageat
Tuteur : Serge Suanez



Composition du jury :

M. Edward ANTHONY, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Dunkerque. *Rapporteur.*

M. Stéphane COSTA, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Caen. *Examineur.*

M. Yannick LAGEAT, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Directeur de thèse.*

M. Laurent LESPEZ, Maître de conférences, département de Géographie, Université de Caen. *Examineur.*

M. Mireille PROVANSAL, Professeur des Universités, département de Géographie, Université d'Aix-Marseille I. *Rapporteur.*

M. Serge SUANEZ, Maître de conférences, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Examineur.*

Université de Bretagne Occidentale

Institut Universitaire Européen de la Mer

Laboratoire Géomer

LETG – UMR 6554 CNRS

Technopôle Brest-Iroise

Place Nicolas Copernic

29280 PLOUZANÉ

Tél. : 02 98 49 87 54

Thèse de doctorat nouveau régime

Discipline : Géographie

LES FLÈCHES DE GALETS DE BRETAGNE : MORPHODYNAMIQUES PASSÉE, PRÉSENTE ET PRÉVISIBLE

Présentée par **PIERRE STÉPHAN**

Directeur : Yannick Lageat

Tuteur : Serge Suanez

Composition du jury :

M. Edward ANTHONY, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Dunkerque. *Rapporteur.*

M. Stéphane COSTA, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Caen. *Examineur.*

M. Yannick LAGEAT, Professeur des Universités, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Directeur de thèse.*

M. Laurent LESPEZ, Maître de conférences, département de Géographie, Université de Caen. *Examineur.*

M. Mireille PROVANSAL, Professeur des Universités, département de Géographie, Université d'Aix-Marseille I. *Rapporteur.*

M. Serge SUANEZ, Maître de conférences, département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale. *Examineur.*

Remerciements

Mes premiers remerciements s'adressent tout particulièrement à Serge Suanez à qui je dois ces premiers pas dans le domaine de la recherche. Un grand merci pour le temps qu'il a su me consacrer, pour ses conseils scientifiques et amicaux, ses encouragements et ses soirées à la mode méditerranéenne. Un merci également à Bernard Fichaut pour l'intérêt qu'il a pu porter à mon travail, pour son aide précieuse sur le terrain et ses conseils avisés. Merci à tous les deux pour m'avoir fait partager les joies de la pêche au bar et les nuits à la belle étoile sur les îles de l'archipel de Molène.

Je souhaite également remercier Yannick Lageat pour sa disponibilité au cours des derniers mois de rédaction, pour ses conseils et ses relectures. Merci également à Laurent Lespez et Stéphane Costa du laboratoire Géophen LETG de Caen pour leur accueil, leur écoute et leurs précieux conseils. Je les remercie d'avoir accepté de juger ce travail. Merci également à Mireille Provansal et Edward Anthony de me faire l'honneur d'être mes rapporteurs.

Je remercie tous les membres du laboratoire de recherche Géomer, en commençant par Françoise Gourmelon pour tous les moyens qu'elle a mis à ma disposition pour mener à bien mes recherches. Merci particulièrement à Manu, Jacqueline, Véro, Mathias, Iwan et Cyril pour les coups de main divers et variés, pour leur bonne humeur et la sympathie qu'ils m'ont témoigné.

Je tiens à remercier également l'ensemble des doctorants du laboratoire Géomer, à la fois ceux qui furent des amis et confidents dans les moments de joie ou de découragement, ceux qui m'ont accompagné à de nombreuses reprises sur le terrain et ceux qui m'ont accordé une partie de leur temps pour effectuer les dernières relectures. Merci « Bras » à Léna, Nico, Eric, Ibou, Pupa Jim, Damien et Anthony, mais aussi aux « anciens du labo » (Tom, Guillaume et Mattmarocain). Merci à vous pour les soirées arrosées (je pense ici à la mémorable « soirée chausson » de Nico), pour les boeufs musicaux et les concerts Dub.

Merci aussi à Lise, à Manon et à Pierre-Yves (monsieur foram) du master EGEL qui, je l'espère, me pardonneront de leur avoir infligé les tâches ingrates de correction géométrique, de granulométrie et de comptage de foraminifères.

Je tiens à remercier l'ensemble des personnes qui m'ont apporté informations et connaissances. Merci à Denis Bredin et Dominique Halleux du Conservatoire du Littoral, aux professeurs Robin Edwards (Université de Dublin) et Steeve Juggins (Université de Newcastle), à Max Jonin de la SGMB, à Jacques Populus et René Kerbrat de l'IFREMER, à Carlos Olivero du BRGM, à Bertrand Michard et Gérard Goasguen du CETMEF, à Rudy Magne, Bernard Simon, Jean-Louis Burban et Patrick Guiomarc'h du SHOM, à Chantal Bonnot-Courtois de l'EPHE de Dinard.

Un immense merci à Juju qui fut mon principal compagnon de galère dans les marais hostiles, et parfois impénétrables, du littoral breton et sans qui je n'aurais pu réaliser la plupart des sondages à la tarière manuelle. Merci pour les fous rires sous la pluie, la grêle et le vent. Merci à Rosine pour son soutien inconditionnel, et surtout pour sa patience et sa compréhension. Je remercie également Tangi, Mick, Youn, Ernest, Guillaume, Thomas et Lydie pour leur aide sur le terrain.

Il me reste à remercier la famille et, en tout premier lieu, mes parents pour leur soutien et leurs encouragements tout au long de ce travail. Merci à Typhaine d'avoir été là depuis le début. Merci enfin à Horst Schülke (tonton) de m'avoir « mis sur la voie de la géomorphologie ».

Sommaire

Remerciements	3
Sommaire	4
Introduction générale.....	5
Première partie : des héritages.....	11
Chapitre I – Présentation des flèches de galets de Bretagne	12
Chapitre II – Mise en place et évolution holocène des flèches de galets	77
Chapitre III – Rôle des variations holocènes du niveau marin dans l'évolution du couple cordon littoral/marais marais maritime	119
Deuxième partie : ...en voie de dilapidation.....	146
Chapitre I – Mobilité récente des flèches de galets.....	147
Chapitre II – Rôle des épisodes de submersion marine dans la mobilité récente des flèches de galets	229
Chapitre III – Les causes du recul des flèches de galets	273
Troisième partie : ...dont l'avenir est incertain.....	330
Chapitre I – Mobilité actuelle des flèches de galets	331
Chapitre II – Approches prévisionnelles de l'évolution des flèches de galets	391
Chapitre III – La gestion des flèches de galets de Bretagne	429
Conclusion générale	457
Références bibliographiques.....	463
Table des figures.....	485
Table des photographies.....	494
Liste des tableaux	496
Table des matières.....	497
Annexes	505

Introduction générale

Les travaux exposés dans cette thèse traitent de la mobilité des flèches de galets de Bretagne à différentes échelles spatiales et temporelles et visent à déterminer le rôle des forçages naturels et anthropiques dans l'évolution de ces formes d'accumulation littorales.

Les flèches de galets sont, par nature, des formes d'accumulation très mobiles. L'absence d'un ados facilite leur recul vers les zones d'arrière-cordon et l'ouverture éventuelle de brèches lors d'épisodes de submersion marine. L'ancrage d'une seule de leurs extrémités à la terre ferme renforce le caractère particulièrement mobile de ces édifices sédimentaires dont la stabilité n'est très souvent assurée que par une bonne alimentation en sédiments, ou le cas échéant, le maintien du stock en place qui les constitue. Ces caractéristiques morphodynamiques et sédimentaires font de ces formes d'accumulation un objet d'étude privilégié des mécanismes d'évolution littorale.

a) L'origine du projet de thèse

Ce travail constitue un prolongement des recherches initiées dans le cadre de mon DEA portant plus spécifiquement sur les cordons littoraux de la rade de Brest (Stéphan, 2004). L'objectif de cette première étude était, d'une part, de réactualiser l'inventaire réalisé cinquante ans plus tôt par Guilcher *et al.* (1957) de ces formes d'accumulation et, d'autre part, de dresser un bilan sédimentaire de deux flèches de galets (flèche du Loc'h et flèche de Mengleuz) en retraçant leur évolution à différentes échelles temporelles. Cette recherche était en partie motivée par les problèmes d'érosion survenus durant l'hiver 2003/2004 sur la flèche du Loc'h et répondait à une demande de la municipalité de Landévennec. L'inventaire des cordons littoraux devait également servir de base à la mise en œuvre d'une politique de valorisation du patrimoine géologique et géomorphologique menée à l'échelle régionale par la Société de Géologie et de Minéralogie de Bretagne. Enfin, la communauté urbaine de Brest (Brest Métropole Océane) avait manifesté son intérêt pour l'acquisition de données relatives à l'évolution des cordons littoraux en raison de leur rôle dans la protection des marais maritimes situés en arrière. L'analyse de l'évolution morphosédimentaire de ces formes permettrait ainsi d'envisager des mesures de gestion dans le cadre d'une politique de préservation des milieux naturels de la rade.

En définitive, les résultats de ces premières recherches avaient soulevé la question d'un déficit sédimentaire des rivages de la rade de Brest lié à une pénurie des apports livrés par les falaises meubles. Le rôle des forçages météo-marins dans la mobilité des flèches de galets restait à déterminer. Compte tenu des particularités morphosédimentaires et hydrodynamiques des sites étudiés, il convenait d'étendre géographiquement mes recherches à l'échelle régionale et de multiplier les sites d'étude afin de répondre à cette problématique en diversifiant les conditions environnementales.

b) Localisation des secteurs étudiés

Ce travail de thèse a porté sur l'étude de 25 flèches de galets réparties de manière très inégale sur les trois façades de la péninsule armoricaine (figure 1). Les côtes septentrionale et méridionale de Bretagne comptent chacune deux flèches, tandis que la rade de Brest concentre l'essentiel de ces édifices sédimentaires. A l'étude des flèches à pointe libre s'ajoutent également deux cordons de

galets ancrés à la terre ferme à leurs deux extrémités (cordons du Bindy et du Renard). Chacun de ces cordons est associé à la présence d'une flèche formant un tombolo double et a été intégré à notre étude pour cette raison.

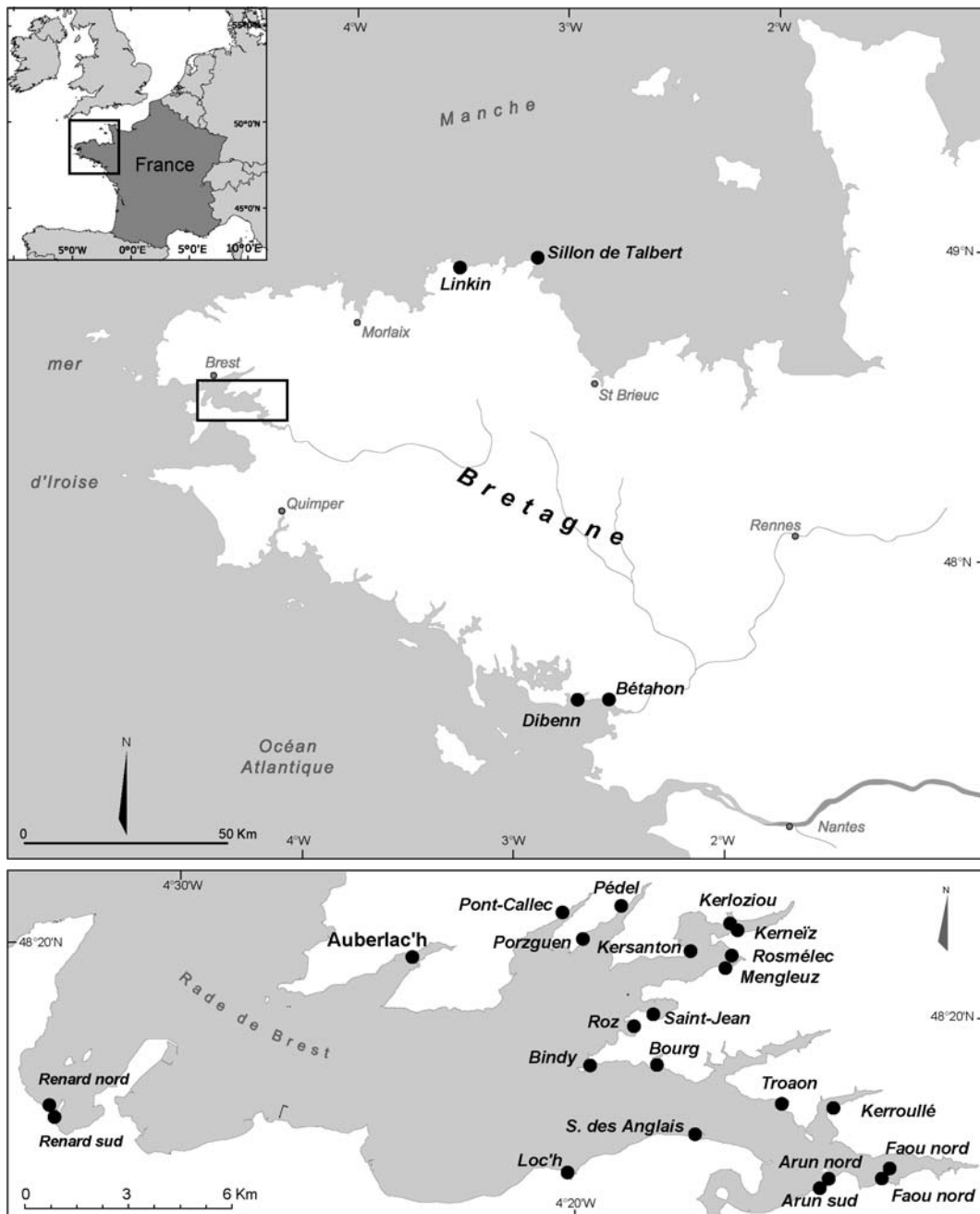


Figure 1 : Localisation des sites d'étude.

c) Historique des recherches sur le sujet

Quelque peu délaissée par les géomorphologues, l'étude des plages de galets a connu un regain d'intérêt au cours des deux dernières décennies en raison de l'appropriation récente de ce type d'accumulation littorale faisant suite à l'essor touristique et récréatif qui a saturé les plages sableuses (Costa, 2005). A ce jour, les travaux de recherche sur les plages de galets ont été menés dans deux directions : l'étude des processus morphosédimentaires et l'étude de la dynamique générale des cordons et flèches de galets.

L'étude des processus morphosédimentaires a permis de souligner la particularité de ces accumulations en terme d'agencements granulométriques et de réponses morphodynamiques aux agents d'agitation marine (Bluck, 1967 ; Carr *et al.*, 1970 ; Orford, 1975 ; Kirk, 1980 ; Caldwell et Williams, 1985 ; Sherman *et al.*, 1993). Les cordons de galets se distinguent des plages sableuses par leur profil réfléchissant (Wright et Short, 1984). Dans ce contexte, le déferlement des vagues génère une zone de *swash* peu étendue en raison de la porosité et de la perméabilité du sédiment (Carter et Orford, 1993). En outre, ces accumulations se composent de sédiments de taille et de forme très variées, aussi bien en surface qu'en profondeur, et comprennent le plus souvent une fraction sableuse importante qui influence à la fois les transits sédimentaires (Mason et Coates, 2001) et l'évolution du profil de plage en rapport avec l'hydrodynamisme et le marnage (Masselink et Li, 2001). En France, cette problématique a été développée par E. Anthony sur les plages de Méditerranée (Anthony, 1993) et par les travaux de thèse de S. Costa sur les plages de galets haut-normandes (Costa, 1997), par O. Cohen sur les plages de la côte d'Azur (Cohen, 1996), par V. Morel sur les côtes de Bretagne (Morel, 1997) et par F. Dolique sur la flèche du Hourdel (Dolique, 1998, 1999, 2002 ; Dolique et Anthony, 1999). Ces travaux ont insisté sur le rôle important de la fraction sableuse interstitielle et celui du bas de plage dans le fonctionnement morphodynamique des plages de galets. Plus récemment, cette problématique a été approfondie par Costa (2005) sur les rivages de la Manche orientale dans le cadre de deux programmes de recherche INTERREG (Beach Erosion of the Rive Manche, BERM, 2002 ; Beaches At Risk, BAR, 2005).

La dynamique générale des cordons et flèches de galets a été étudiée en détail sur la côte de Nouvelle-Ecosse au Canada par R.W.G. Carter, J.D. Orford, R. Jennings et D.L. Forbes (Carter *et al.*, 1989 ; Forbes *et al.*, 1991, 1995 ; Orford *et al.*, 1991, 1992, 1995, 1996, 2002 ; Orford et Carter, 1995), par A. Héquette et M.-H. Ruz en mer de Beaufort au Canada (Héquette et Ruz, 1991). A cela s'ajoutent plusieurs études locales réalisées sur les rivages des îles Britanniques (*e.g.* Kidson 1963 ; Carter *et al.*, 1987 ; Nicholls et Webber, 1987 ; Morel *et al.*, 1993 ; Firth *et al.*, 1995). L'ensemble de ces travaux a permis d'identifier les grands types de fonctionnement morphodynamique des flèches de galets et a progressivement conduit à une meilleure compréhension des mécanismes d'évolution de ces formes d'accumulation, en réponse aux variations des apports sédimentaires, à une élévation du niveau moyen de la mer et à l'action d'épisodes tempétueux.

En France, la flèche du Hourdel a fait l'objet de nombreuses études universitaires (Briquet, 1930 ; Regrain, 1970, 1992) et d'ingénierie (Beauchesne et Courtois, 1967 ; Bellessort, 1990). Plus récemment, les travaux de thèse de F. Dolique (Dolique, 1998, 1999, 2002 ; Dolique et Anthony, 1999) se sont focalisés sur les évolutions morphodynamiques récentes de ce cordon. A l'échelle de la Bretagne, la multitude de flèches de galets a également donné lieu à quelques études locales (Guilcher *et al.*, 1957, 1990 ; Jussy et Guilcher, 1962 ; Pinot, 1961, 1963, 1994 ; Hallégouët et Morel, 1994 ; Morel, 1993, 1997) consistant essentiellement en un inventaire descriptif de ces formes d'accumulation (appelées « sillons » dans la toponymie locale) et une analyse de leur orientation par rapport aux agents hydrodynamiques. Ces travaux ont mis en évidence les nombreux dysfonctionnements qu'enregistrent actuellement ces constructions sédimentaires à l'échelle régionale, se traduisant le plus souvent par un recul des cordons et l'ouverture de brèches au sein des flèches. Toutefois, rares ont été les tentatives de quantification de cette mobilité, si ce n'est de manière très ponctuelle sur le Sillon de Talbert (Pinot, 1994) et sur la flèche du Loc'h en rade de Brest (Hallégouët et Morel, 1994 ; Morel, 1997). L'hypothèse avancée pour expliquer cette tendance à l'érosion est celle d'un épuisement progressif des sources sédimentaires en matériel grossier à l'échelle de la Bretagne conduisant à un contexte de pénurie de galets sur le rivage (Morel, 1997). Toutefois, en l'absence de données quantifiées relatives au bilan sédimentaire des accumulations de galets sur le littoral de Bretagne, cette hypothèse demandait à être vérifiée.

d) Problématique et approches méthodologiques

Notre travail a eu pour premier objectif de retracer la mobilité des flèches de galets à différentes échelles spatiales et temporelles afin d'aboutir à une compréhension globale de leur fonctionnement morphosédimentaire. Différentes approches méthodologiques de l'évolution littorale ont été adoptées en fonction des échelles de temps considérées. Sur le long terme (échelle de temps pluri-centennale à millénaire), les grandes étapes de mise en place et d'évolution des flèches ont été reconstituées à partir de l'analyse stratigraphique de dépôts sédimentaires holocènes et le recours aux datations radiocarbone. L'emploi de techniques statistiques (fonctions de transfert) basées sur l'analyse de la microfaune (foraminifères) a permis d'apporter des données quantitatives et d'enrichir cette approche paléo-environnementale. Sur le moyen terme (échelle de temps décennale à pluri-centennale), le traitement numérique de cartes anciennes et de photographies aériennes a été utilisé pour quantifier les tendances et les rythmes d'évolution et retranscrire la cinématique des flèches de galets. Sur le court terme (échelle de temps bimestrielle à pluri-annuelle), un suivi topo-morphologique au tachéomètre et au DGPS a permis de quantifier les volumes sédimentaires perdus ou gagnés sur plusieurs de nos sites d'étude.

Le deuxième objectif de notre travail était de déterminer l'efficacité des divers agents et processus morphogéniques qui se relaient, se combinent et/ou s'opposent dans le temps et dans l'espace, afin de comprendre les mécanismes d'évolution des flèches de galets. Sur le long terme, les variations holocènes du niveau marin ont été reconstituées et ont été mises en relation avec les grandes étapes d'évolution des cordons littoraux. Sur les court et moyen termes, l'analyse des données météo-marines disponibles sur la période récente a permis d'identifier les principaux épisodes morphogènes et d'évaluer leur impact sur la mobilité des flèches de galets.

Le troisième objectif de notre travail a été d'envisager l'évolution future des flèches de galets en utilisant différentes méthodes d'analyse prévisionnelle, afin de réfléchir sur les mesures de gestion les plus adaptées aux problèmes d'érosion des flèches de galets.

e) Contexte scientifique et contrats de recherche

Cette recherche doctorale a été financée dans le cadre d'une bourse MRT. Elle s'est inscrite dans les problématiques de l'axe 2 de l'UMR 6554 LETG CNRS, intitulé « flux et forçages », anciennement « analyse du fonctionnement des hydrosystèmes et de la dynamique continent / océan ».

Nos travaux se sont également inscrits dans les problématiques de recherches développées au sein de l'Observatoire du Domaine Côtier (ODC), labellisé OSU, mis en place par l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM). L'objectif de l'ODC est d'identifier, dans la variabilité des caractéristiques physiques, chimiques et biologiques du milieu littoral de l'ouest de l'Europe, la part respective des phénomènes climatiques et/ou météo-marins de celle relevant de l'action anthropique. Dans ce cadre, un suivi topo-morphologique des plages de la mer d'Iroise et du nord du Finistère a été initié dès 2003 par le laboratoire Géomer, l'objectif étant de détecter un signal des variations climatiques et/ou météo-marines à partir de l'évolution morphosédimentaire des plages à long terme.

Par ailleurs, nos travaux ont également permis de répondre à des problématiques beaucoup plus appliquées en s'inscrivant dans le cadre de recherches contractuelles. Ainsi, l'analyse de l'évolution morphosédimentaire des cordons de la rade de Brest a été réalisée dans le cadre du

Contrat de Baie - rade de Brest sous la direction de Brest Métropole Océane. L'objectif était de faire un état des lieux de la « santé » de ces édifices et de répondre à la question de l'alimentation sédimentaire du littoral dans la perspective d'une meilleure gestion de ces milieux. A ce titre, l'étude paléo-environnementale que nous avons réalisée sur quelques cordons de la rade a été financée par ce projet (Stéphan *et al.*, 2007b). De même, le suivi topo-morphologique entrepris sur le Sillon de Talbert s'est inscrit dans le cadre d'un contrat passé avec la Mairie de Pleubian et le Conservatoire du Littoral en tant que gestionnaire du site. Il s'agissait ici d'observer de façon récurrente l'évolution morphologique du cordon afin d'anticiper sur les interventions à réaliser en matière de gestion (Stéphan *et al.*, 2007a).

f) Les collaborations scientifiques

Ce travail a nécessité de multiples collaborations scientifiques. Il convient, tout particulièrement, de citer :

- le CETMEF (Centre d'Etudes Techniques Maritimes Et Fluviales) pour l'acquisition de données de vagues et l'emploi de formules empiriques permettant de déterminer les conditions d'agitation marine en rade de Brest ;
- le SHOM pour l'acquisition des cartes marines (service des archives), de photographies aériennes (service cartographie), de données marégraphiques (service marégraphie) ; pour la mise à disposition du granulomètre laser (service sédimentologie) ; pour la modélisation des conditions de houle (service Mer et Littoral) ;
- le laboratoire de Sédimentologie de l'IFREMER (Brest) pour les analyses granulométriques ;
- le laboratoire Système d'Information Géographique de l'IFREMER pour l'acquisition des données Lidar ;
- le laboratoire de physique d'Erlangen (Friedrich Alexander Universität) pour les analyses AMS ;
- les professeurs Robin Edwards (Université de Dublin) et Steeve Juggins (Université de Newcastle) pour leur contribution à l'analyse des données paléo-environnementales et au développement des fonctions de transfert basées sur les foraminifères.
- le Laboratoire National d'Hydraulique et d'Environnement d'EDF de Chatou, pour l'acquisition des données de houle ;
- L. Lespez du laboratoire Géophen de Caen pour ses précieux conseils dans l'interprétation des différentes séquences stratigraphiques.

g) L'organisation de l'ouvrage

Le plan que nous avons adopté obéit à une logique chronologique et s'organise en trois parties. Une première partie présente les principales caractéristiques morphosédimentaires des flèches de galets de Bretagne et s'intéresse aux grandes étapes de leur mise en place et de leur évolution au

cours de l'Holocène, en rapport avec les variations du niveau marin. Nous rappelons, dans un premier chapitre, les particularités morphologiques et sédimentologiques de ces édifices sédimentaires, en insistant également sur les disponibilités en galets le long des côtes de Bretagne et en examinant le rôle du découpage du littoral dans la mise en place des flèches de galets en rade de Brest. Dans un deuxième chapitre, nous retraçons l'évolution holocène de quelques flèches à partir de l'analyse stratigraphique des enregistrements sédimentaires préservés au sein des marais d'arrière-cordon. Un troisième chapitre est consacré à l'étude des variations holocènes du niveau marin et à une discussion sur le rôle des forçages météo-marins dans l'évolution des systèmes littoraux en rade de Brest.

La deuxième partie étudie les mécanismes d'évolution des flèches de galets au cours des deux à trois derniers siècles sur les trois façades littorales de Bretagne. Pour cela, nous retraçons, dans un premier chapitre, la mobilité récente des édifices sédimentaires et nous tentons de reconnaître les principaux types de fonctionnement morphodynamique à moyen terme. Nous insistons, dans un deuxième chapitre, sur le rôle des épisodes de submersion marine dans la mobilité des formes d'accumulation, avant d'examiner, dans un troisième chapitre, les causes du recul des flèches de galets à travers l'étude des forçages anthropiques et météo-marins. Une quantification des apports sédimentaires livrés par les falaises est également réalisée localement et alimente notre réflexion sur un éventuel épuisement des sources de galets sur les rivages de Bretagne.

Dans une troisième partie, nous nous interrogeons sur le devenir des flèches de galets de Bretagne. Un premier chapitre est consacré à leur évolution actuelle, en lien avec la chronologie des épisodes morphogènes survenus entre 2002 et 2008. Dans un second chapitre, nous employons différentes approches prédictives afin d'appréhender l'évolution des flèches de galets à l'horizon 2050. Cette analyse repose sur la simulation, d'une part, de la cinématique du trait de côte, d'autre part de la submersion des édifices tenant compte des niveaux d'eau extrême à la côte. Enfin, un troisième chapitre aborde les grands principes de la gestion environnementale des flèches de galets. A partir de deux exemples, ceux du Sillon de Talbert et du Loc'h, cette étude nous permet de faire le point en la matière pour les rivages de Bretagne.

PREMIÈRE PARTIE

DES HÉRITAGES...

Cette première partie présente les principales caractéristiques morphosédimentaires des flèches de galets de Bretagne avant de s'intéresser à leur mise en place et à leur évolution au cours de l'Holocène, en lien avec les forçages naturels.

Dans un premier chapitre, nous rappellerons les particularités morphologiques et sédimentologiques des formes d'accumulation étudiées et nous tenterons d'expliquer leur répartition à l'échelle régionale en analysant la disponibilité en matériel sédimentaire grossier sur les rivages de Bretagne. La forte concentration de flèches de galets en rade de Brest nous permettra d'insister sur le découpage du littoral comme facteur favorable à la mise en place de ce type d'édifices sédimentaires.

Dans un deuxième chapitre, les grandes étapes de mise en place et d'évolution de quelques flèches de galets au cours de l'Holocène seront identifiées à partir de l'analyse stratigraphique des dépôts sédimentaires préservés au sein de trois marais maritimes situés en rade de Brest.

Dans un troisième chapitre, les variations holocènes du niveau marin seront reconstituées afin d'analyser le rôle des forçages naturels dans l'évolution des systèmes littoraux de la rade de Brest.

CHAPITRE 1

PRÉSENTATION DES FLÈCHES DE GALETS DE BRETAGNE

1- Les caractéristiques morphosédimentaires des flèches de galets de Bretagne	13
1-1- Morphologie générale des flèches de galets	13
1-2- Caractéristiques sédimentaires des flèches de galets	26
1-3- Conclusion partielle	36
2- L'inégale répartition des accumulations de galets sur le littoral de Bretagne : le reflet d'une disponibilité variable en matériel grossier.....	37
2-1- Répartition inégale des accumulations de galets en Bretagne	37
2-2- Les galets : un matériel hérité.....	38
2-3- Les sources actuelles de galets.....	48
2-4- Conclusion partielle	56
3- Le découpage du littoral : facteur favorable à la mise en place des flèches en rade de Brest	57
3-1- Les rivages de la rade de Brest : un découpage sous le contrôle de la structure.....	57
3-2- Cellule hydrosédimentaire de dimension modeste et petitesse des flèches littorales en rade de Brest	58
3-3- Variété des conditions d'exposition et diversité morphologique des formes d'accumulation.....	62
3-4- Conclusion partielle.....	75
4- Conclusion.....	75

Ce chapitre se propose de présenter les principales caractéristiques morphosédimentaires des flèches de galets de Bretagne. Les grands traits de la morphologie et de la sédimentologie de ces formes d'accumulation littorales seront donc rappelés dans un premier temps. Compte tenu du nombre important de sites étudiés en rade de Brest, les aspects morphométriques seront envisagés d'une manière très générale, tandis qu'ils seront décrits de façon plus détaillée dans les secteurs situés sur les côtes septentrionale et méridionale de Bretagne. Par ailleurs, les caractéristiques sédimentaires des flèches seront examinées à partir des données de Guilcher *et al.* (1957), de Morel (1997), ainsi que par le biais de nos propres analyses granulométriques.

Dans un second temps, nous chercherons à comprendre la répartition actuelle des cordons de galets à l'échelle régionale en nous interrogeant sur les disponibilités passées et présentes en matériel sédimentaire grossier le long des rivages de Bretagne. Il s'agira notamment de rappeler l'origine des galets qui composent ces édifices sédimentaires et de présenter les sources sédimentaires actuelles qui contribuent à leur alimentation.

Dans un troisième temps, nous nous interrogerons sur le découpage du littoral comme facteur favorable à la mise en place des flèches à pointe libre. Les indentations dans le tracé du rivage permettent, en effet, le détachement des formes d'accumulation par rapport au trait de côte et participent, de manière indirecte, à la mise en place de cordons non-adossés et de flèches littorales. Ainsi, la forte densité de flèches en rade de Brest se comprend à travers un tracé littoral tout à fait propice au développement de formes d'accumulation extrêmement nombreuses et d'une grande diversité morphologique. Nous reviendrons donc, dans un troisième temps, sur cette caractéristique propre à la rade de Brest.

1- Les caractéristiques morphosédimentaires des flèches de galets de Bretagne

Dans ce point, nous dégagerons les grands traits des caractéristiques morphosédimentaires des flèches de galets. Ce travail repose en partie sur l'acquisition et le traitement de données topographiques dont les principes méthodologiques seront décrits ultérieurement. Seule, la méthodologie relative à l'analyse sédimentologique des flèches de galets sera rappelée succinctement dans la mesure où nous n'en ferons plus mention par la suite.

1-1- Morphologie générale des flèches de galets...

1-1-1- ... en rade de Brest

1-1-1-1- Longueur

En rade de Brest, les flèches de galets sont de modestes dimensions. Nous verrons ultérieurement que cette caractéristique est le résultat d'un extrême découpage du trait de côte ayant donné naissance à des cellules hydro-sédimentaires de petite taille. Ainsi, aucune flèche ne dépasse 1 km de longueur. Le plus souvent, elles s'allongent sur quelques centaines de mètres seulement. La flèche la plus longue est celle du Faou. Elle s'étire sur près de 800 m de son point d'enracinement à son extrémité distale. Elle est suivie par celle du Pédel (640 m) et par le Sillon des Anglais (580 m).

1-1-1-2- Largeur

La largeur des édifices sédimentaires est également réduite et ne dépasse pas 30 m en moyenne (figure 2). Cela tient au fait que les cordons ne présentent généralement qu'une seule crête. Les Anglo-saxons parlent alors de *single ridge barriers* pour caractériser ce type de configuration. La flèche de Troaon est la seule à présenter une série de crêtes successives sub-parallèles entre elles, traduisant une progradation du cordon vers la mer. Par ailleurs, le Sillon des Anglais et la flèche de Saint-Jean montrent, par endroits, un élargissement du cordon où peuvent être observées plusieurs crêtes successives, associées à des phénomènes d'accrétion localisés.

1-1-1-3- Crochet distal

En règle générale, les flèches de galets présentent un crochet distal au niveau duquel s'effectue le dépôt des sédiments à l'issue de leur transit le long du cordon. Dans les environnements de fort hydrodynamisme, la diffraction des vagues sur la pointe des accumulations entraîne un recourbement du crochet et la mise en place d'une série de crêtes successives, plus ou moins incurvées selon l'importance de la diffraction. Toutefois, cette caractéristique ne se retrouve pas en rade de Brest où la faiblesse des vagues n'entraîne qu'une faible diffraction sur la pointe des flèches et ne permet pas un recourbement important des crochets distaux. En outre, nous verrons par la suite que les volumes en transit le long des cordons sont souvent réduits en rade. Par conséquent, rares sont les cordons qui présentent un crochet bien développé. Cette configuration se rencontre uniquement sur le Sillon des Anglais où les vagues sont assez fortes pour subir une diffraction significative et où les volumes déplacés le long du cordon ont été suffisamment importants pour permettre l'adjonction de crêtes successives au niveau du crochet.

1-1-1-4- Volume

En raison de la faible dimension des flèches de la rade de Brest, le volume sédimentaire qui les constitue est relativement modeste. La flèche la plus massive est le Sillon des Anglais (figure 3). Elle représente un volume de 74 000 m³. Elle est suivie par celles de Troaon (52 000 m³), de l'Auberlac'h (43 000 m³), de Rosmélec (41 000 m³) et du Roz (33 000 m³). En dehors de ces édifices, toutes les flèches de galets étudiées en rade se sont donc édifiées à partir d'un volume sédimentaire très limité. Ainsi, la flèche nord d'Arun ou la flèche de Kerloziou représentent un volume inférieur à 2 000 m³. Nous verrons, dans la seconde partie de notre travail, que le volume des cordons est une variable essentielle car il détermine fortement l'inertie des formes d'accumulation et leur capacité à résister au recul par *rollover*.

1-1-1-5- Altitude

L'altitude des flèches de galets est également une donnée importante car elle permet d'évaluer la sensibilité des cordons à leur submersion par les vagues. En rade de Brest, la crête des accumulations culmine à 3,85 m NGF en moyenne, soit une cinquantaine de centimètres au-dessus des plus hautes mers de vive-eau (figure 2). Il s'agit donc de formes de haut d'estran, soumises de manière épisodique au phénomène de submersion marine.

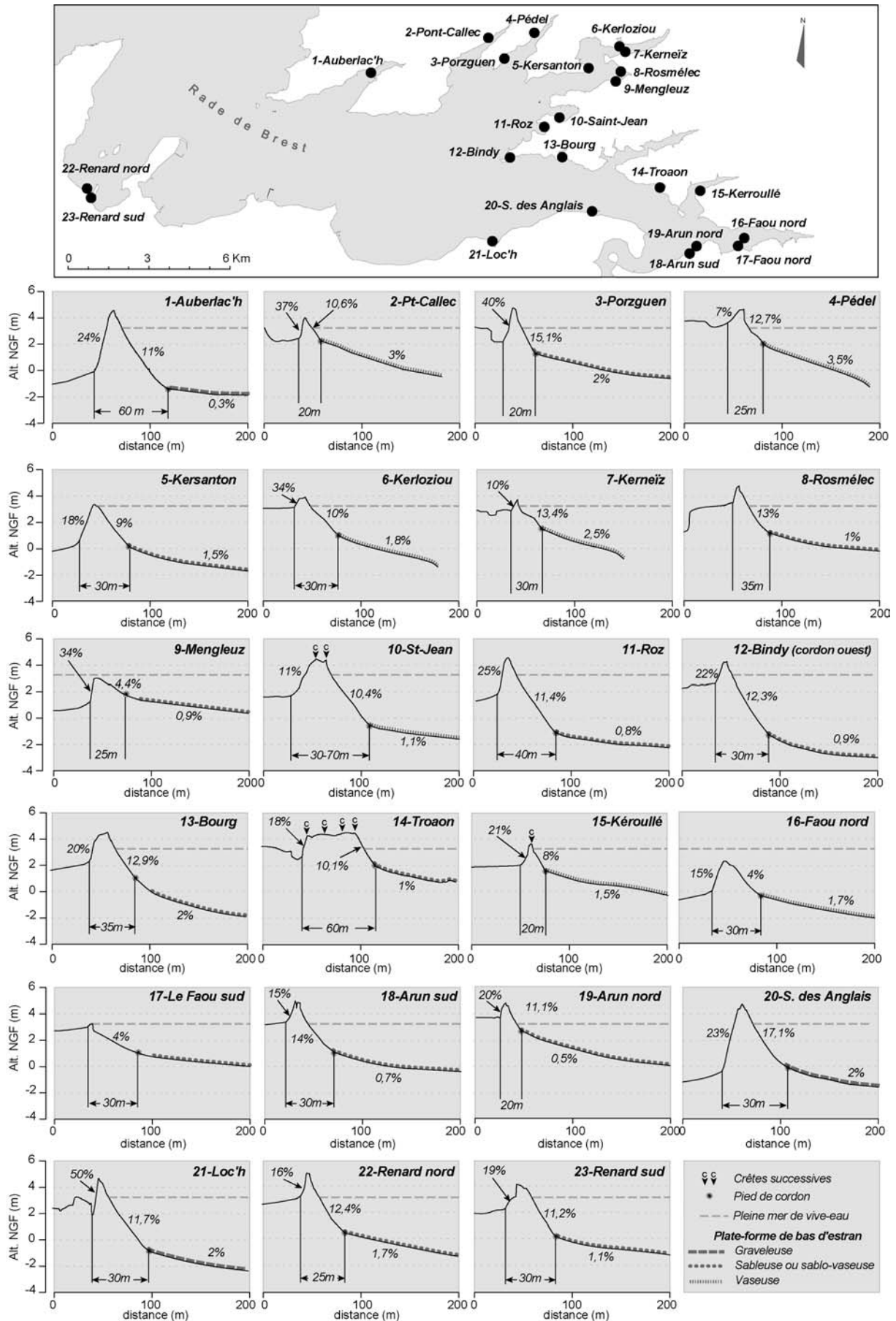


Figure 2 : Profils topographiques de quelques unes des flèches de la rade de Brest.

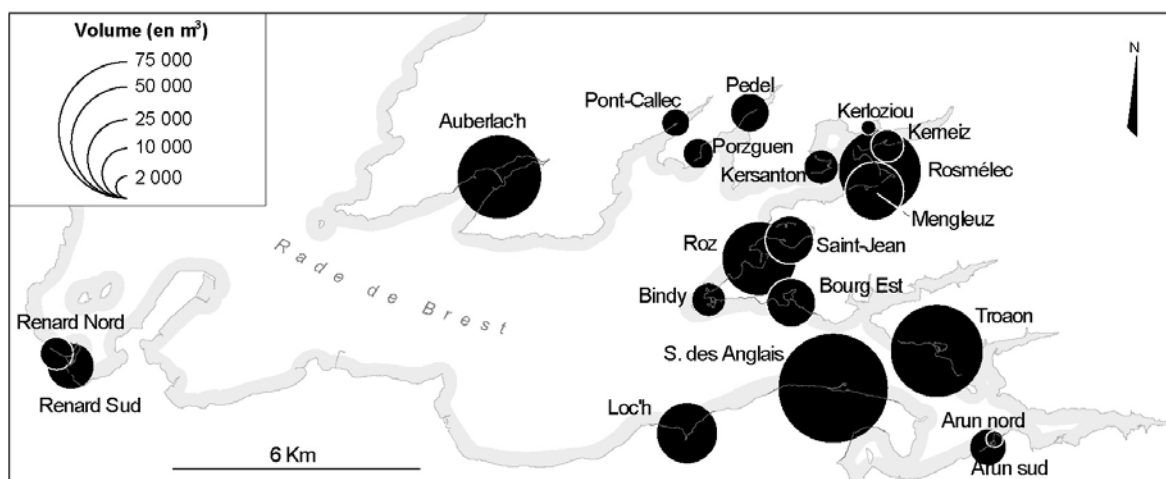


Figure 3 : Volume des flèches de la rade de Brest.

Dans le détail, toutefois, les flèches peuvent présenter des différences altitudinales relativement importantes d'un site à un autre. Ainsi, la flèche du Faou culmine seulement à 2,07 m NGF (figure 2). Celle de Mengleuz ne dépasse guère l'altitude de 3,2 m NGF. Nous verrons, par la suite, que ces cordons sont actuellement en cours de démantèlement et sont fréquemment submergés par les vagues. A l'inverse, les flèches de Troaon ou du Roz présentent une crête particulièrement élevée, située à 4,4 m NGF. Des conditions météo-marines exceptionnelles sont donc requises pour entraîner leur franchissement par les vagues. Enfin, l'altitude de la crête peut varier de façon importante le long d'un même cordon. C'est notamment le cas de la flèche de Mengleuz où apparaît, dans la partie médiane du cordon, une portion très surbaissée susceptible d'entraîner la rupture de l'édifice sédimentaire (Stéphan *et al.*, 2005b). Nous développerons cet aspect dans la troisième partie de la thèse.

1-1-1-6- Pentes et profils des cordons

Enfin, les flèches de la rade présentent, dans l'ensemble, une pente relativement forte en direction du large, comprise le plus souvent entre 10 % et 12 % (figure 2). Sur certaines accumulations, la pente de la plage peut toutefois atteindre 17 % (e.g. Sillon des Anglais), tandis qu'elle ne dépasse pas 5 % sur les sites du Faou et de Mengleuz. Ces différences tiennent essentiellement à la granulométrie et à la texture du matériel qui constituent les cordons, ainsi qu'au bilan sédimentaire des formes d'accumulation.

La liaison entre le cordon et le bas de plage se marque à la fois par une rupture de pente assez franche (figure 2) et par une différenciation sédimentologique particulièrement nette située généralement au niveau de mi-marée. Cette limite basse, que certains auteurs ont appelée le « pied » du cordon (Morel, 1997), s'observe généralement sur toute la longueur des flèches de galets. Elle amène à considérer le profil de plage en deux parties aux caractéristiques morphosédimentaires bien distinctes. La partie basse est le plus souvent dépourvue de sédiments grossiers et se présente sous la forme d'une avant-plage sableuse ou d'une plate-forme rocheuse, faiblement inclinée vers le large. Cette partie basse du profil favorise notamment la dissipation de l'énergie des vagues abordant le cordon à basse mer (Dolique, 1999). La partie haute forme le « front » du cordon et rassemble l'essentiel du matériel grossier. Elle présente une pente plus forte au caractère réfléchissant à haute mer. Ce type de profil a été qualifié de « composite » par Carter et Orford (1993). Plus récemment, Jennings et Schulmeister (2002) ont mis en évidence les particularités morphodynamiques de ce type de cordon en insistant notamment sur le rôle du bas de plage dans la dissipation de l'énergie des

vagues, à la différence des cordons dont le profil est linéaire du sommet jusqu'au niveau des basses mers.

Le revers des accumulations présente toujours une pente plus raide que le front des cordons. Cette pente est généralement comprise entre 15 % et 25 %, même si elle peut atteindre 50 % sur la flèche du Loc'h (figure 2).

1-1-1-7- Morphologie du bas de plage

Comme nous l'avons noté précédemment, le bas de plage se présente généralement sous la forme d'une plate-forme faiblement inclinée vers le large, dont la pente est comprise entre 0,3 % et 3 % (figure 2). Elle s'étend du pied des cordons jusqu'au niveau des plus basses mers et se poursuit souvent sur l'avant-côte. En rade de Brest, cette plate-forme est toujours constituée d'un sédiment meuble dont la granulométrie est variable d'un secteur à l'autre en fonction des conditions d'exposition aux vagues incidentes.

Sur les flèches qui bordent les rias orientales de la rade, le bas de plage se compose d'un sédiment fin, vaseux ou sablo-vaseux, correspondant à une slikke ou à un schorre. Dans certains cas, la végétation, constituée surtout d'Obione et de Spartine, tend à coloniser les parties basses du profil et vient masquer le pied des flèches littorales. Dans les secteurs plus exposés aux vagues incidentes, le bas de plage est constitué d'un mélange de sables et de graviers plus ou moins infiltré par les sédiments fins. Ce matériel peut être mis en mouvement et migrer vers le haut de plage pour venir alimenter les flèches de galets. La migration de ce matériel s'effectue à travers le déplacement de rides sub-parallèles à la côte dont la taille ne dépasse pas une dizaine de mètres. L'étude détaillée du secteur de Troaon que nous réaliserons dans la troisième partie de ce travail en fournira un bon exemple. Enfin, sur quelques-unes des flèches étudiées en rade de Brest, le bas de plage montre un pavage de gros galets que la dynamique marine est incapable de mobiliser. Dans l'anse de l'Auberlac'h, ce matériel correspond au delta de jusant édifié par les courants de marée au débouché du chenal sur l'estran.

1-1-1-8- Morphologie des zones d'arrière-cordon

En rade de Brest, aux flèches de galets sont presque toujours associés des marais maritimes mis en place en arrière des formes d'accumulation. Ces marais sont de faibles dimensions et leur superficie ne dépasse pas quelques hectares. Ils correspondent généralement à de petites dépressions topographiques colmatées au cours des derniers millénaires par une sédimentation fine. Dans ces milieux confinés, le comblement sédimentaire a été facilité par les conditions d'abri que procure la présence des flèches littorales. L'étude stratigraphique de ce comblement sur quelques secteurs de la rade servira, dans le second chapitre de cette partie, à reconstituer l'évolution finiholocène des cordons littoraux.

Par ailleurs, il est important de noter que ces marais maritimes présentent une grande richesse écologique (Tesson *et al.*, 1997 ; Quere et Magnanon, 1998, 2000 ; Sparfel *et al.*, 2005). La plupart d'entre eux font l'objet de mesures de protection en raison de la diversité et de l'originalité de la faune et de la flore que l'on y trouve. Cette richesse naturelle leur a valu d'être classés au titre de Zone de Protection Spéciale en 1991. Actuellement, ces zones humides sont intégrées au sein du réseau Natura 2000. Comme nous le verrons par la suite, les problèmes d'érosion auxquels sont actuellement confrontées de nombreuses flèches de galets en rade de Brest, font peser de lourdes menaces sur le maintien de ces marais maritimes au cours des prochaines décennies.

1-1-2- ... sur la façade septentrionale de Bretagne (flèche du Linkin et Sillon de Talbert)

La façade septentrionale de Bretagne compte uniquement deux flèches de galets : celle du Linkin en rade de Perros-Guirec, et le Sillon de Talbert (figure 4). Ces deux cordons sont de dimensions bien plus importantes que les flèches étudiées en rade de Brest.

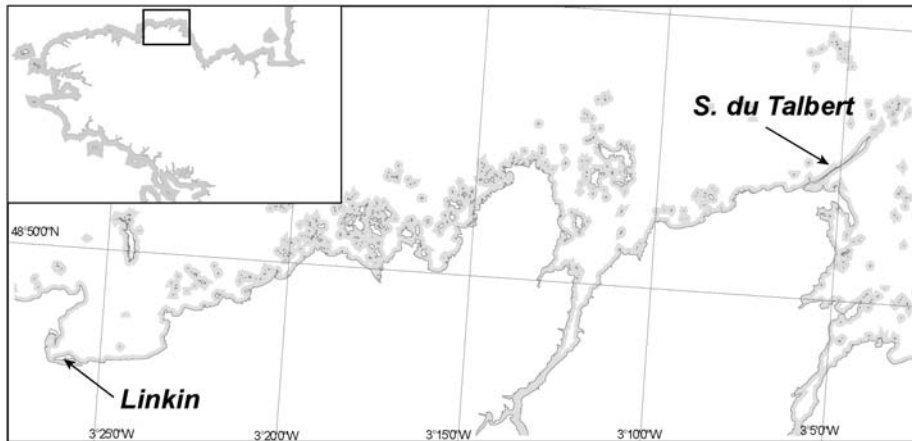


Figure 4 : Localisation des flèches de galets sur la façade septentrionale de Bretagne.

1-1-2-1- La flèche du Linkin

La flèche du Linkin est une forme résiduelle qui résulte également de la destruction partielle d'un cordon primitif barrant originellement le fond de la rade de Perros-Guirec, dans sa partie sud-est (figure 5).

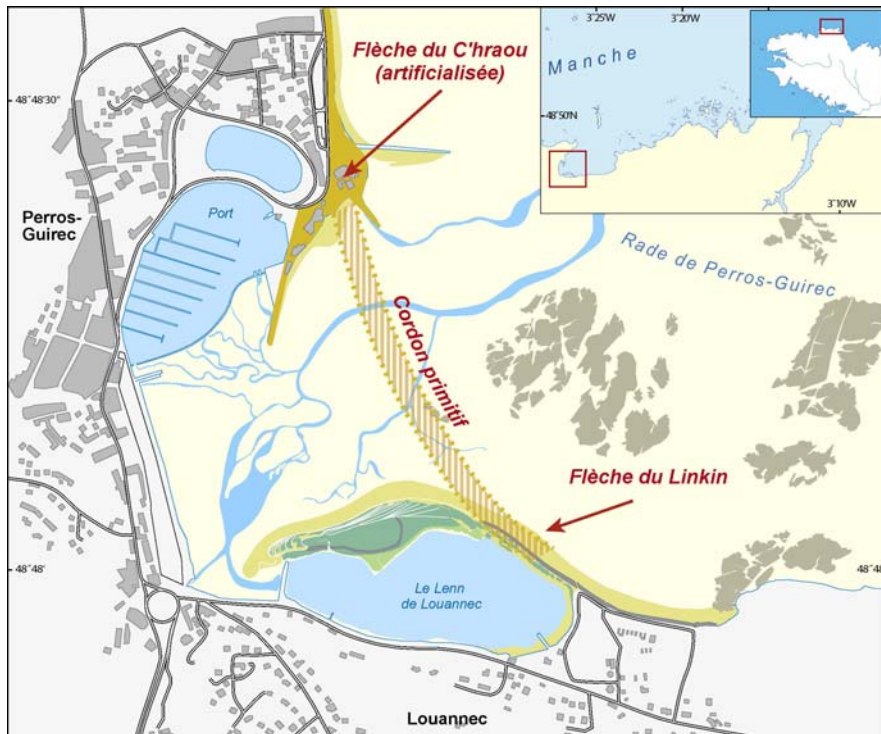


Figure 5 : Les flèches de la rade de Perros-Guirec et la position approximative du cordon primitif (d'après Pinot, 1998a).

La rupture de ce cordon, qui serait antérieure au Moyen Age (Guérin et Olivero, 1987 ; Pinot, 1998a), a donné naissance à deux flèches à pointe libre : la flèche du C'hraou au nord et la flèche du

Linkin au sud. L'installation d'un cours d'eau au sein de la brèche a empêché la reconstitution du cordon par les houles, de sorte que chacune des deux extrémités s'est progressivement recourbée en crochets orientés vers l'intérieur des terres.

Actuellement, cette flèche s'allonge sur une distance d'environ 800 m et présente, dans son ensemble, une convexité vers le large (photographie 1A). Dans sa partie proximale, elle s'étire vers le nord-ouest sur environ 400 m, avant de s'incurver progressivement pour adopter une direction sud-ouest. A son enracinement, la largeur du cordon est d'environ 60 m et augmente progressivement pour atteindre 180 m dans la partie médiane du cordon. Cet élargissement se traduit, dans la topographie de détail, par la présence d'une série de crêtes sub-parallèles entre elles, actuellement colonisées par la végétation.

Ces anciennes levées de galets, déconnectées l'une après l'autre de la dynamique marine, témoignent d'une certaine progradation de la flèche vers l'ouest. Elles sont désormais recoupées par la crête active du cordon, légèrement plus haute que les levées édifiées précédemment. Toutefois, aucun levé topographique n'a été réalisé dans ce secteur. Il nous est donc impossible de déterminer l'altitude respective de ces formes de terrain.



Photographie 1 : A. Vue aérienne oblique de la flèche du Linkin. B. Zoom sur la partie distale (cliché :P. Le Fichant, 2003).

A son extrémité distale, la flèche du Linkin présente un crochet de diffraction bien développé se recourbant vers l'intérieur des terres (photographie 1B). Le recourbement de ce crochet s'observe notamment à partir des années 1970, période durant laquelle est réalisée une digue permettant de maintenir continuellement en eau la zone d'arrière-cordon à des fins récréatives. Cet ouvrage eut pour conséquence un amoindrissement de l'effet de chasse.

1-1-2-2- Le Sillon de Talbert

Tout comme la flèche du Linkin, le Sillon de Talbert est une forme résiduelle et résulte d'un événement érosif passé ayant entraîné la rupture d'un cordon primitif dont les deux extrémités étaient,

à l'origine, rattachées à la terre ferme. L'ouverture d'une brèche à la fin du XVIII^e siècle a scindé en deux parties distinctes le cordon initial. La partie nord s'est étalée sur l'estran donnant naissance à un vaste glaciais de galets. La partie sud, devenue une flèche à pointe libre, s'est progressivement recourbée à son extrémité distale sous l'effet de la diffraction des vagues, donnant naissance au Sillon de Talbert (photographie 2).



Photographie 2 : A. Le Sillon de Talbert dans son ensemble. B. Crochet terminal du Sillon de Talbert (premier plan) et archipel d'Ollone (second plan) séparés par la zone déprimée de Toul Stain au niveau de laquelle s'est rompu le cordon primitif (source : Conservatoire du littoral, 2004).

Le Sillon de Talbert est la plus longue flèche de Bretagne puisqu'il s'étire vers le nord-est sur environ 3 km (photographie 2A) et représente un volume sédimentaire de $1,24.10^6 \text{ m}^3$. Ces dernières années, de nombreux levés topographiques ont été réalisés dans le but d'appréhender l'évolution particulièrement rapide de cette flèche de galets, évolution sur laquelle nous insisterons par la suite. Ces levés fournissent des indications précises sur les caractéristiques morphologiques de cette forme d'accumulation et permettent de distinguer quatre unités morphosédimentaires distinctes le long de la flèche (figure 6).

La première unité correspond à la racine de la flèche. Longue d'environ 370 m, elle est délimitée au nord-est par la présence d'un épi en enrochement appelé l'épi du Chouck. Le cordon se compose d'un mélange de sable et de galets dans lequel domine largement la fraction sableuse, ayant favorisé la mise en place de dunes au sommet du cordon. La crête est donc complètement végétalisée, colonisée par *Agropyrum Junceiforme* et par *Ammophila arenaria*. Localement, cette végétation a permis l'exhaussement progressif de la crête, à travers un piégeage efficace des apports éoliens en provenance du haut de plage. La figure 7, dont les altitudes sont livrées en cote marine (soit 5,12 m au-dessus du niveau NGF), montre que le sommet du cordon culmine à 14,3 m CM par endroits. Le front du cordon présente une pente moyenne d'environ 9 %. Le lien avec le bas de plage se marque par une rupture de pente nette, de part et d'autre de laquelle s'observe un sédiment de granulométrie différente : sable grossier sur le cordon, sable fin en bas de plage. Il s'agit donc d'un profil composite, assez similaire à celui observé sur les flèches de la rade de Brest. Enfin, il convient de noter que cette partie du Sillon de Talbert bénéficie de la protection d'un ensemble d'écueils rocheux disséminés sur la plate-forme d'avant-côte qui participe à la dissipation de l'énergie des vagues incidentes.

La seconde unité morphosédimentaire qui compose le Sillon de Talbert correspond à la partie proximale de la flèche (figure 6). Elle couvre un linéaire de 600 m à partir de l'épi du Chouck et se compose d'un matériel essentiellement sableux. Cette partie est également protégée de l'action des vagues par un platier rocheux à la topographie chaotique, découvrant largement à basse mer. Les cent premiers mètres linéaires de cette unité sont protégés de l'action des vagues par la présence d'une digue frontale en enrochement, en arrière de laquelle a pu se maintenir une dune de faible hauteur. Ailleurs, la crête du cordon ne comporte que quelques tâches de végétation résiduelle en cours d'érosion, car fréquemment atteintes par les jets de rive lors des pleines mers de vive-eau. Ce secteur correspond, en effet, à une zone surbaissée du Sillon, sensible à la submersion marine. L'altitude de la crête est comprise entre 11 m et 12 m CM (figure 7). Cette faible altitude est en partie liée à l'ouverture de plusieurs brèches au cours des années 1990, ayant entraîné une érosion sommitale du cordon et la mise en place de larges lobes de débordement sur le revers. En 2004, ces brèches ont été artificiellement colmatées à l'initiative du Conservatoire du Littoral. Dans le même temps, deux cordons artificiels constitués de cailloux concassés ont été disposés en arrière de la flèche. Nous reviendrons sur ces travaux de restauration dans le dernier chapitre de notre travail. Outre la faible altitude du cordon, cette partie proximale se caractérise par de très faibles pentes de plage, comprises entre 5 % et 7 %.

La troisième unité morphosédimentaire correspond à la partie médiane de la flèche et s'allonge sur près de 1 200 m (figure 6). Ici, le cordon se compose principalement de galets et adopte un profil particulièrement redressé, favorable à la réflexion des vagues à pleine mer. Le front du cordon présente des valeurs de pente relativement fortes, atteignant 15 % par endroits (figure 7). Le bas de plage se présente sous la forme d'une large plate-forme sableuse, faiblement inclinée vers le large. Sa pente avoisine 0,5 % et contribue à la dissipation de l'énergie des vagues à basse mer. Par ailleurs, une différenciation granulométrique extrêmement nette s'observe au pied du cordon (photographie 3) et caractérise un profil de type « composite », tel que l'ont défini Carter et Orford (1993). Le sommet de la flèche est quasiment dépourvu de végétation, à l'exception de quelques choux marins qui occupent les portions les plus élevées de la crête. Il montre généralement une seule crête dont la largeur ne dépasse pas un à deux mètres. Enfin, le revers présente un profil convexe et des pentes particulièrement fortes, souvent supérieures à la pente d'équilibre des sédiments, qui témoignent d'une situation de recul de l'édifice sédimentaire (figure 7). Les glissements de galets sont donc fréquents et contribuent à adoucir progressivement la pente lors des phases de stabilité du cordon.

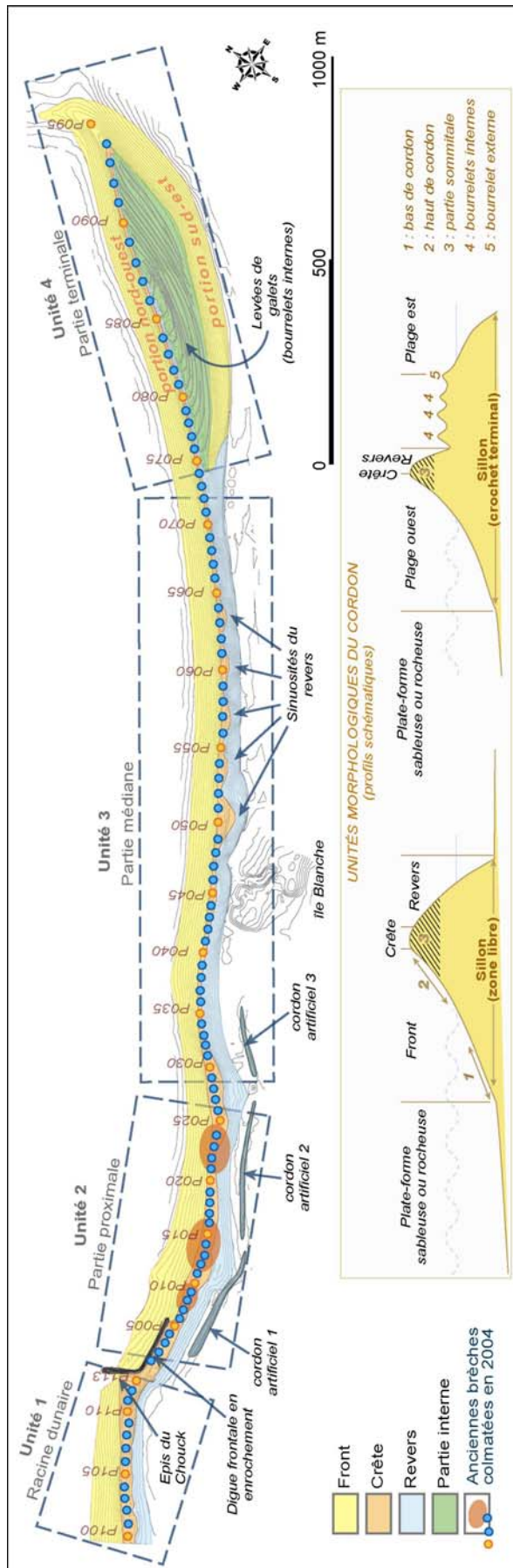


Figure 6 : Les différentes unités morphosédimentaires qui composent le Sillon de Talbert (Stéphan *et al.*, 2007a).

Par ailleurs, le revers présente un tracé relativement sinueux. Une série de quatre grandes rides convexes, d'une centaine de mètres de longueur d'onde, semble indiquer l'existence, sur le revers, d'un transit sédimentaire dirigé vers le sud-ouest. En arrière s'étend une large plate-forme sableuse marquée, toutefois, par la présence d'un troisième cordon artificiel identique à ceux observés dans la partie proximale et d'une accumulation fossile composée de sable et de galets appelée l'île Blanche.

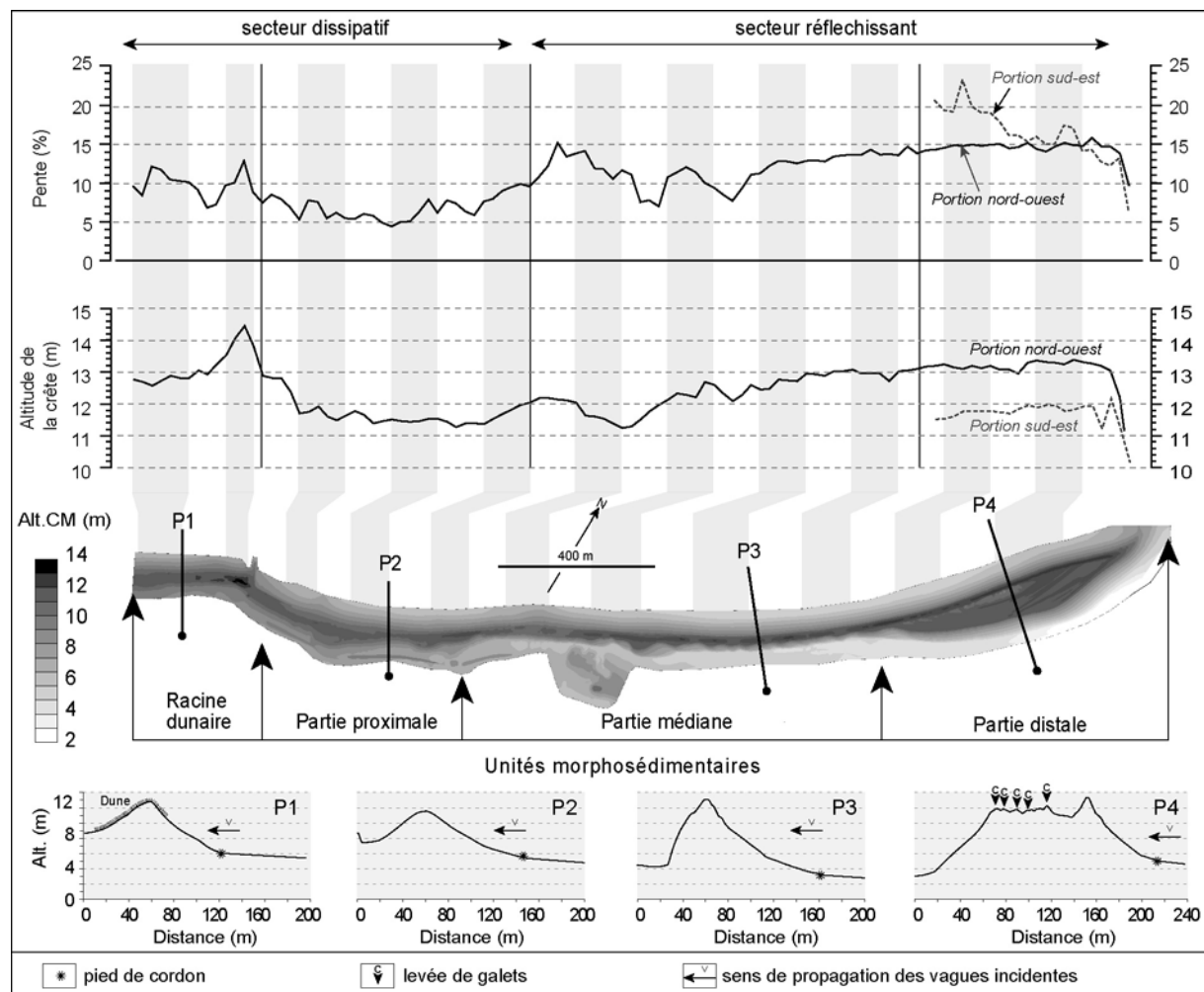


Figure 7 : Morphométrie du Sillon de Talbert et découpage en différentes unités morphosédimentaires. Les données topographiques présentées datent du mois de mai 2006.

Enfin, la partie terminale de la flèche vient former une quatrième unité morphosédimentaire (figure 6). Elle est composée principalement de galets et se présente sous la forme d'un crochet en tête d'hameçon (photographie 2B) dont la largeur maximale atteint 190 m. Ce crochet se décompose en deux portions de plage aux conditions d'exposition distinctes : une portion nord-ouest exposée aux vagues incidentes, et une portion sud-est soumise à l'action des houles diffractées à la pointe de la flèche. La première portion de plage se présente en continuité avec la partie médiane du Sillon de Talbert. Le cordon montre un profil concave très redressé et des valeurs de pente de 15 % en moyenne (figure 7), favorisant également la réflexion des houles à haute mer. Un pavage de gros galets faiblement incliné vers le large forme la partie basse du profil. Cette portion du Sillon de Talbert est la plus exposée aux houles et le déferlement violent des vagues sur le cordon lors des tempêtes a permis l'édification d'une crête élevée, culminant à 13,5 m CM par endroits. La portion sud-orientale, en revanche, montre un profil convexo-concave. Le sommet du cordon atteint tout juste 10 m CM. Ici, les houles dominantes ont subi une diffraction sur la pointe de la flèche et ont perdu une partie de leur énergie. Entre ces deux portions s'étend une zone interne, légèrement déprimée et occupée par une

végétation rase. La topographie de détail révèle une succession de levées de galets, traduisant la progradation de la portion sud-orientale vers l'est.



Photographie 3 : Rupture de pente et différenciation granulométrique caractéristiques d'un profil composite (pied de cordon, partie médiane du Sillon de Talbert). (Cliché : P. Stéphane, mai 2006).

1-1-3- ... sur la façade méridionale de Bretagne (flèches de Dibenn et de Bétahon)

Parmi le nombre de flèches littorales recensées par Jussy et Guilcher (1962) sur les rivages du Mor-Bras, deux ont mérité notre attention car elles se composent d'une forte proportion de graviers et de galets. Il s'agit des flèches de Dibenn et de Bétahon (figure 8).

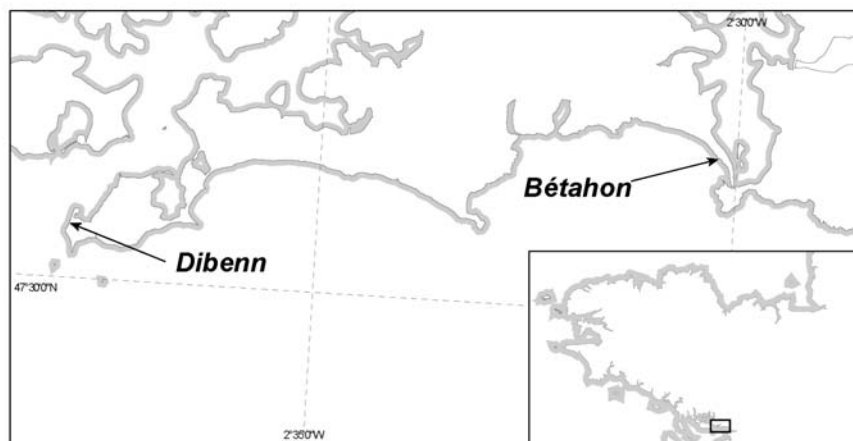


Figure 8 : Localisation des flèches de galets sur la façade méridionale de Bretagne.

1-1-3-1- La flèche de Dibenn

La flèche de Dibenn est de dimension réduite. Elle s'étire vers le nord-est sur une longueur d'environ 430 m et présente une largeur moyenne de 40 m. La partie terminale de la flèche montre

toutefois un élargissement important, correspondant au crochet distal recourbé vers l'est. (photographie 4) La partie interne de ce crochet est actuellement colonisée par une végétation dunaire (*Agropyrum*).



Photographie 4 : Vue aérienne de la flèche de Dibenn (Cliché : P. Le Fichant, 2003).

Dans la partie proximale de la flèche, le bas de plage se présente sous la forme d'une plate-forme sableuse à faible inclinaison vers le large sur laquelle affleurent de larges portions de platier rocheux. A la pointe de la flèche, le bas de plage correspond au chenal de marée principal de la ria de Pénerf, relativement profond et dont les rives sont constituées de sédiments fins (vase).

En arrière du cordon s'étend un marais maritime dont la superficie a été fortement réduite à la suite d'un remblaiement réalisé à des fins agricoles. Actuellement, cette flèche est fortement anthropisée. Une digue frontale en enrochement protège désormais le sommet du cordon sur une longueur de 300 m. Elle se prolonge vers la pointe de la flèche par un muret d'un trentaine de mètres de long destiné à protéger un bâtiment de la Société Nationale de Sauvetage en Mer. Le sommet de cordon est également occupé par une aire de stationnement automobile.

Sur ce site, aucune mesure topographique n'a été réalisée. Par conséquent, nous ne pouvons décrire plus précisément les caractéristiques morphométriques du cordon.

1-1-3-2- La flèche de Bétahon

La flèche de Bétahon s'allonge en direction du sud-est sur une distance de 930 m. A son point d'enracinement, elle présente une largeur de 130 m, se réduisant peu à peu à une soixantaine de mètres à la pointe du cordon. Le sommet de la flèche est coiffé par une dune peu élevée, culminant tout de même à 7 m NGF dans la partie proximale du cordon, soit 4,4 m au-dessus des pleines mers de vive-eau (figure 9). L'altitude de la crête décroît ensuite progressivement vers la pointe du cordon pour atteindre 4,7 m NGF. A ce niveau, la dune est taillée en une micro-falaise d'érosion qui opère le contact avec le haut de plage. De même que les flèches de la rade de Brest ou le Sillon de Talbert, la flèche de Bétahon présente un profil « composite ». Le front du cordon se caractérise par une pente relativement forte d'environ 9 %, tandis que le bas de plage montre une faible inclinaison vers la mer et découvre sur plus d'un kilomètre lors des basses mers d'équinoxe. La flèche de galets est donc précédée par une large plate-forme initialement sableuse et désormais recouverte par un sédiment vaseux sur une épaisseur de 50 cm à 1 m. Cet envasement est consécutif à la réalisation du barrage d'Arzal dans l'estuaire de la Vilaine. Cet ouvrage a eu pour conséquence une diminution de l'effet de chasse des sédiments fins vers le large et un envasement généralisé à l'ensemble des secteurs

littoraux situés à proximité de l'estuaire. Il est possible que cet envasement renforce le caractère dissipatif de l'avant-côte au large de la flèche de Bétahon. En arrière du cordon s'étend un vaste marais maritime d'une superficie de près de 300 ha. Ce marais a fait l'objet d'opérations de drainage dans le passé visant à utiliser cet espace comme aire de pâture pour l'élevage. La physionomie d'origine a donc été profondément transformée.

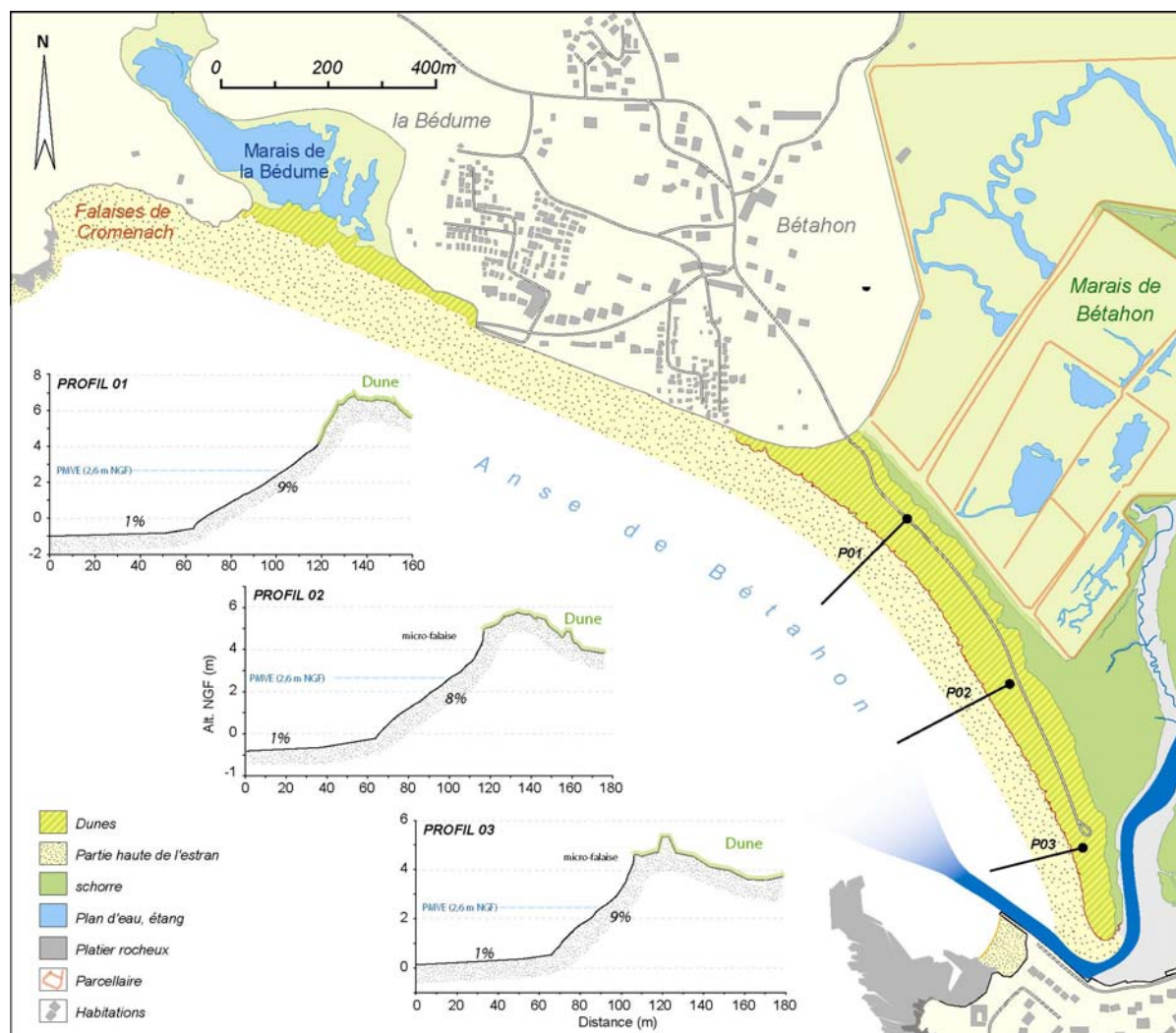


Figure 9 : Présentation morphologique de la flèche de Bétahon.

1-2- Caractéristiques sédimentaires des flèches de galets

Toutes les flèches de galets en Bretagne sont composées d'un mélange de limons, de sables, de graviers et de galets. La part respective de chacune de ces fractions granulométriques varie de façon importante d'un secteur à un autre, mais également au sein d'une même forme d'accumulation. En raison de la complexité des assemblages granulométriques, les études menées jusqu'à présent sur les flèches de galets bretonnes (Guilcher *et al.*, 1957 ; Morel, 1993, 1997) ont porté uniquement sur l'analyse granulométrique et morphométrique des galets, c'est-à-dire des particules de taille supérieure à 2 cm, négligeant ainsi les fractions de dimension inférieure. Après avoir rappelé les principes méthodologiques de ce type d'analyse, nous présenterons les principaux résultats obtenus

d'après l'étude des galets seuls. Nous insisterons ensuite sur les données que nous avons acquises par le biais de l'analyse d'échantillons de sédiments récoltés sur le terrain, portant sur l'ensemble des fractions granulométriques qui composent les cordons étudiés.

1-2-1- Analyses granulométriques et morphométriques des galets

1-2-1-1- Etude des galets des plages : rappel méthodologique

L'étude sédimentologique des galets présente une approche méthodologique différente de celle des sables. Tout d'abord, une part plus importante est consacrée à la morphométrie puisque celle-ci est plus facilement identifiable que pour les sables. Du point de vue granulométrique, en revanche, l'étude des galets est assez délicate à appréhender car se pose le problème de la représentativité statistique des mesures. Avec des galets de 50 mm de diamètre, un échantillon d'environ 100 tonnes est nécessaire pour obtenir la même précision qu'avec 100 g de sable (Cailleux et Tricart, 1963). De plus, contrairement aux sables où l'utilisation d'une tamiseuse rend le comptage plus aisé, l'étude des galets nécessite des mesures galet par galet. Cailleux et Tricart (1963) proposent ainsi de mesurer 100 galets pris au hasard.

Les indices morphométriques les plus couramment utilisés sont les indices d'aplatissement, d'émoussé et de dissymétrie, dont le calcul nécessite de mesurer les trois dimensions des galets, à savoir la longueur, la largeur et l'épaisseur (Cailleux et Tricart, 1963). Illenberger (1991) a également proposé divers indices dans le cadre d'analyses factorielles. Les plus fréquemment employés sont l'indice de sphéricité (*Corey Shape Index* ou CSI) et l'indice d'émoussé (*Disc-Rod Index* ou DRI). Les valeurs de ces deux indices sont consignées dans un diagramme triangulaire qui permet de déterminer si les galets composant l'échantillon sont sphériques, compacts, aplatis, discoïdes, longs ou fins (figure 10).

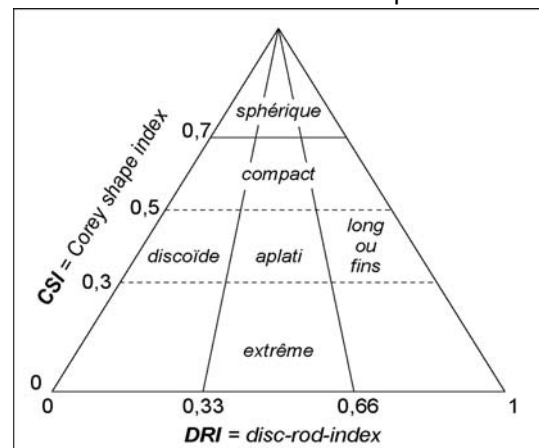


Figure 10 : Diagramme triangulaire morphométrique (d'après Illenberger, 1991).

Concernant les indices granulométriques des galets, il n'existe pas encore de réel consensus pour l'adoption d'une méthodologie normalisée, contrairement aux sables. La littérature fait état de diverses méthodes pour déterminer la taille des galets (Bluck, 1967 ; Carr *et al.*, 1970 ; Orford, 1975 ; Caldwell et Williams, 1985). Ainsi, Pinot (1994, *in* Dolique, 1998) pense qu'il est plus judicieux d'utiliser l'axe des largeurs pour une meilleure comparaison avec les classes granulométriques AFNOR. D'autres auteurs, en revanche, recommandent l'utilisation du plus petit axe (épaisseur), jugé plus sensible à l'action des vagues et donc plus représentatif des conditions hydrodynamiques (Carr, 1970).

En rade de Brest, Guilcher *et al.* (1957) ont calculé la médiane des galets en se basant sur la longueur des particules sédimentaires, tandis que sur le site du Loc'h, Morel (1997) s'est appuyée sur la largeur des galets.

1-2-1-2- Analyse des galets des cordons et flèches littorales en rade de Brest

L'étude sédimentologique menée par Guilcher *et al.* (1957) en rade de Brest n'est pas exhaustive puisque certaines flèches littorales n'ont pas été analysées. Par ailleurs, elle ne s'est pas limitée aux formes libres, mais intègre également des cordons et accumulations adossées situées dans la partie orientale de la rade. En outre, certains des sites étudiés ont aujourd'hui été détruits par des structures portuaires et autres aménagements côtiers. Néanmoins, cette analyse sédimentologique offre plusieurs éléments d'information sur la distribution longitudinale des galets sur les flèches puisque des échantillons ont été prélevés à la fois à la racine et à la pointe de ces cordons.

La médiane des longueurs a été utilisée pour caractériser la taille des sédiments. Cette valeur a été déterminée à partir de la mesure de 100 galets pris au hasard (figure 11). De cette étude, il apparaît que les valeurs de la médiane ne sont jamais inférieures à 1,9 cm sur les flèches littorales (e.g. Pédel, du Roz). Dans ces secteurs, le matériel le plus grossier est donc de la taille des gros graviers. Sur certains sites, la médiane peut atteindre 10,6 cm, comme, par exemple, à l'extrémité distale de la flèche de Saint-Jean, toutefois rien ne nous informe sur la proportion de sables et de graviers parmi les galets.

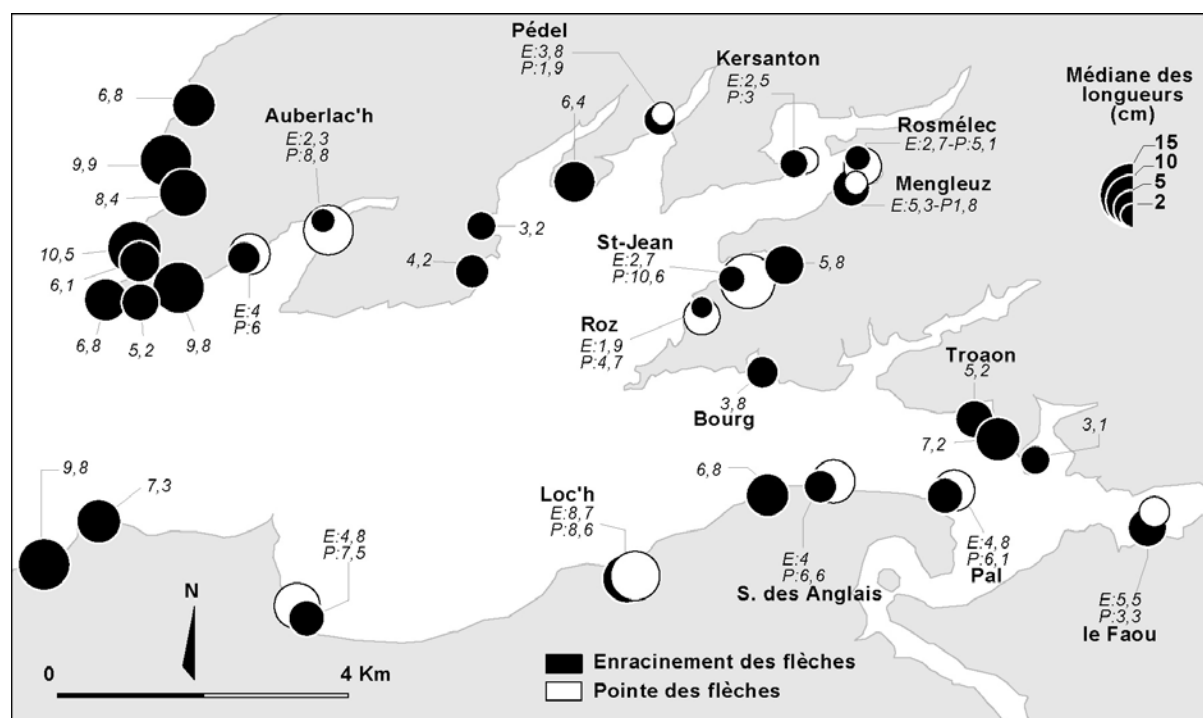


Figure 11 : Médiane des longueurs des galets des flèches et autres accumulations littorales en rade de Brest (d'après Guilcher *et al.*, 1957). Seules les flèches toujours actives actuellement sont nommées.

Plus récemment, Morel (1997) a effectué une analyse granulométrique et morphométrique détaillée de la flèche du Loc'h, en rade de Brest, à partir de 23 points d'échantillonnage (figure 12A). Les résultats obtenus ont été reportés sur un modèle numérique de terrain que nous avons réalisé en février 2004 et que nous présenterons en détail dans la troisième partie de notre travail. A chaque point d'échantillonnage, la largeur des particules a été mesurée sur 50 galets afin de déterminer trois indices granulométriques : le grain moyen, l'indice de tri (*Sorting index*) et l'indice d'asymétrie (*Skewness*). La figure 12B indique que les éléments les plus grossiers se trouvent au pied du cordon.

La médiane y avoisine 4,4 cm. Actuellement, ces éléments de grande taille ne peuvent être mobilisés par la dynamique marine. Il s'agit donc d'un stock sédimentaire que le cordon de galets a abandonné au cours de sa migration. Morel (1993) emploie le terme « d'étage résiduel » pour caractériser cette zone du cordon.

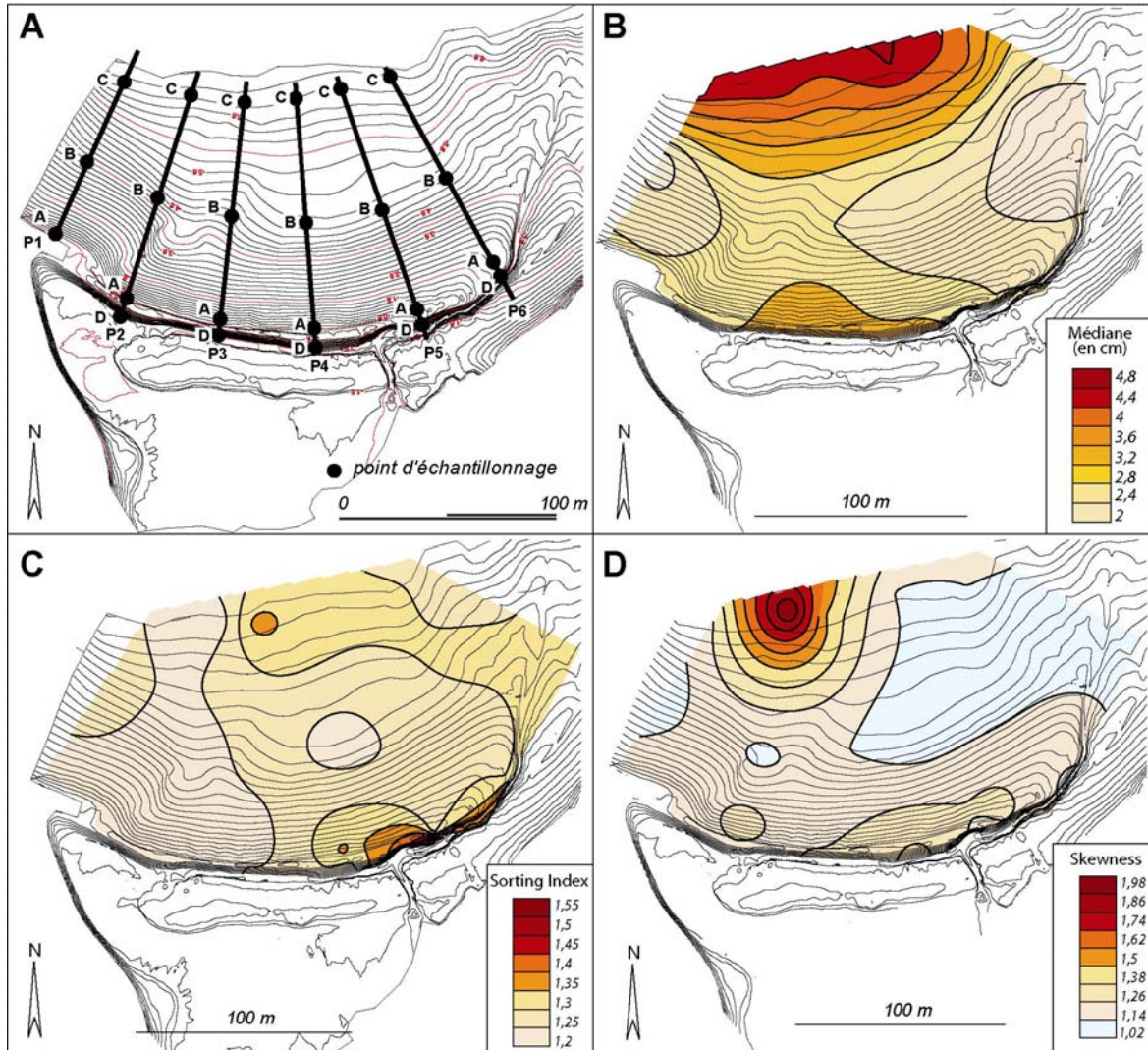


Figure 12 : Localisation des points de prélèvement sédimentologique sur le cordon actif du Loc'h (A) et répartition de la médiane (B), du Sorting index (C), du Skewness (D) (source des données : Morel, 1997).

Ce matériel est peu mobile et rarement renouvelé. Dans la partie médiane de la flèche, les éléments sont moins grossiers. La médiane est généralement comprise entre 2 et 2,4 cm. Cette zone est régulièrement battue par les vagues. Enfin, au sommet du cordon et sur une partie du revers, on observe à nouveau des éléments plus grossiers. La médiane est de 3,2 cm. Ce matériel est déposé lors des périodes de forte agitation de la mer. La compétence des vagues est alors renforcée, ce qui permet le dépôt d'un sédiment plus grossier. Lors des épisodes de submersion marine, ce matériel est déversé sur le revers du cordon. Ainsi, il existe une distribution granulométrique différentielle en fonction des étages du cordon de galets. Pour Morel (1997), cette distribution reflète la compétence des vagues au moment du déferlement. Par ailleurs, la figure 12C nous indique que le matériel présent sur le sillon du Loc'h est relativement bien trié. Le *sorting index* est compris entre 1,2 et 1,3 sur la majeure partie du cordon. Seuls quelques échantillons présentent un mauvais tri. Ils sont situés

sur le revers, dans la partie orientale de la flèche. Il est possible que ce mauvais tri soit lié à de fréquents déversements « en vrac » de galets. Enfin, l'indice d'asymétrie est représenté sur la figure 12D. Dans l'ensemble, les matériaux grossiers sont légèrement surreprésentés. Le *skewness* est compris entre 1,02 et 1,38 sur l'ensemble du cordon. Seul un échantillon montre une très forte asymétrie vers les grandes tailles. Il est situé au pied du cordon et révèle la prépondérance des éléments très grossiers à ce niveau.

Concernant la morphométrie des galets, l'analyse a essentiellement porté sur les variations transversales des indices d'éroulé et de sphéricité (figure 13). Les diagrammes triangulaires ont été construits selon les différents niveaux de la flèche du Loc'h. Morel (1997) considère, en effet, que le degré de façonnement des galets dépend surtout de leur position altitudinale sur le cordon. Ainsi, les galets les plus éroulés sont situés dans la zone médiane de la flèche (figure 13), là où les vagues viennent régulièrement mobiliser les sédiments. La figure montre que le matériel devient de plus en plus anguleux à mesure que l'on descend sur l'estran, l'énergie des vagues étant fortement dissipée au pied du cordon, sur la plate-forme basale.

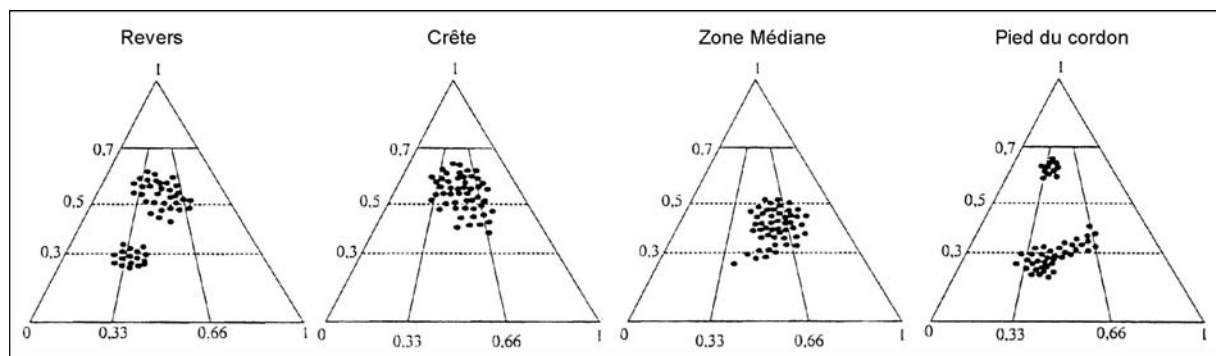


Figure 13 : Diagramme triangulaire CSI/DRI des galets du Loc'h (d'après Morel, 1997).

Par ailleurs, on peut remarquer la prédominance des galets qualifiés de « compacts » sur le cordon du Loc'h. Cela tient principalement à la nature pétrographique du matériel lithique qui est constitué avant tout de quartzites et de schistes de Plougastel. Ces roches sont très résistantes à l'érosion marine. Notons enfin que la distance parcourue par le sédiment depuis sa source n'a pas été retenue dans les travaux de Morel (1997) car il semble qu'elle ne détermine pas le degré de façonnement du matériel.

1-2-1-3- Analyse des galets du Sillon de Talbert

Une analyse similaire à celle du Loc'h, quoique moins poussée, a été réalisée sur le Sillon de Talbert par Morel (1997). Aucune distribution granulométrique transversale n'a été mise en évidence (figure 14). Longitudinalement, toutefois, il apparaît que les galets mesurés dans la partie proximale de la flèche sont plus grossiers que dans la partie distale. Les valeurs de la médiane se situent autour de 40 mm au niveau du profil 1, tandis qu'elles ne dépassent pas 25 mm pour les profils 2 à 4 (figure 14). Cet affinement longitudinal laisse supposer l'existence d'un tri granulométrique vers la pointe du cordon.

Toutefois, l'étude des seuls galets montre ici ses limites. Les simples observations de terrain suffisent pour constater que la part de la fraction sableuse est nettement plus importante dans la partie proximale que dans le reste de la flèche. D'une manière générale, la proportion de galets ne

cesse de s'accroître vers la pointe du Sillon de Talbert. Il est très probable qu'une étude réalisée sur l'ensemble des fractions granulométriques montrerait une tendance inverse de celle obtenue par Morel (1997).

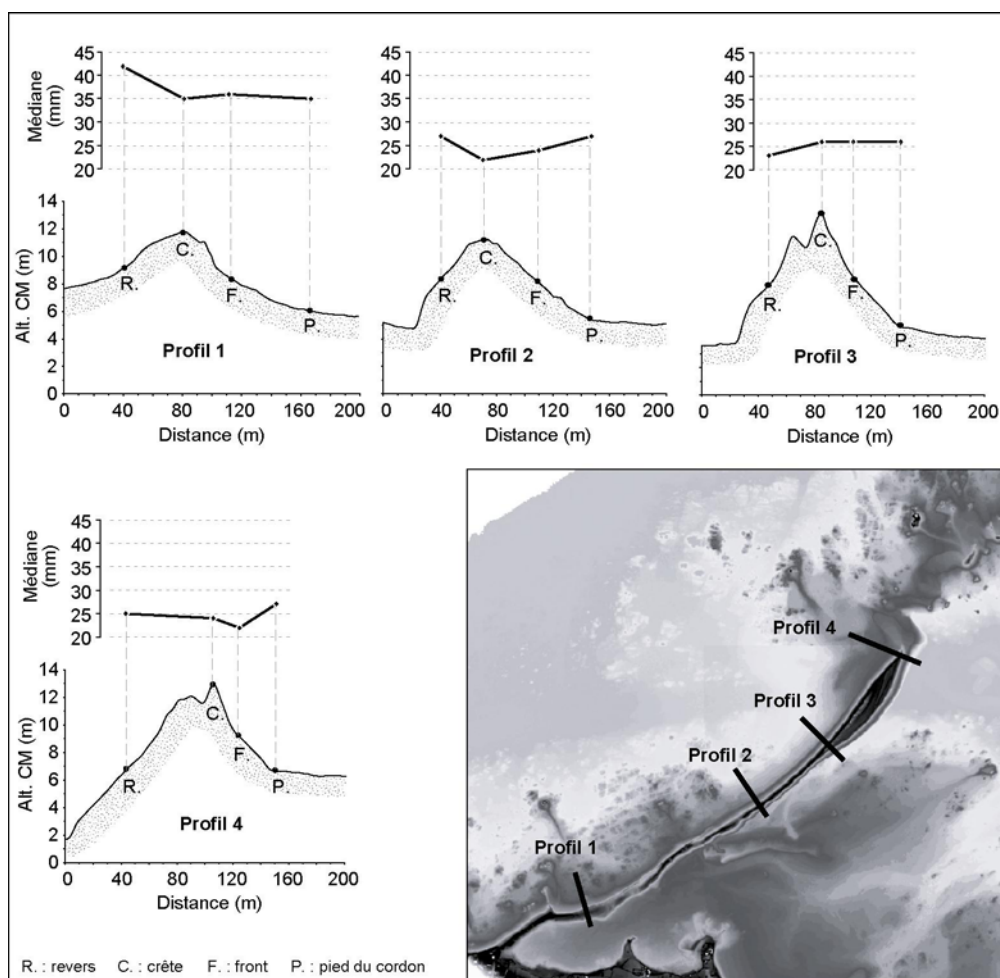


Figure 14 : Médiane des largeurs déterminée par la mesure de 50 galets sur le Sillon de Talbert par Morel (1997).

Il nous paraît donc plus judicieux d'analyser l'ensemble des fractions qui composent le matériel sédimentaire afin de mieux caractériser les flèches de galets d'un point de vue granulométrique, notamment lorsque la fraction sableuse est importante.

1-2-2- Analyse granulométrique des flèches à partir de l'ensemble des fractions granulométriques

1-2-2-1- Rappel méthodologique

Les données que nous présenterons dans ce point sont issues d'une série d'échantillons sédimentologiques prélevés sur huit flèches de galets situées en rade de Brest, ainsi que sur la flèche de Bétahon dans le sud de la Bretagne. Le plus souvent, les prélèvements ont été réalisés le long d'un seul profil transversal afin d'analyser la distribution granulométrique, de la base jusqu'au sommet des flèches. Sur les sites de Mengleuz et de Bétahon, les points d'échantillonnage ont été répartis de

façon régulière le long des cordons et permettent d'étudier la distribution transversale et longitudinale des sédiments.

Environ 1 kg de matériel sédimentaire comprenant l'ensemble des fractions granulométriques a été prélevé sur chaque point d'échantillonnage. Parallèlement, la position et l'altitude de ces points ont été relevées au DGPS. Ensuite, les échantillons ont été traités en laboratoire afin de déterminer la part respective de chacune des différentes fractions granulométriques. Un tamisage humide a permis d'éliminer la fraction fine afin de ne garder que les sables et les graviers pour la détermination du grain moyen. Le but étant de caractériser les flèches de galets d'un point de vue granulométrique, nous n'avons pas jugé utile de présenter ici les valeurs du *Sorting index*, du *skewness* ou du *kurtosis*.

1-2-2-2- En rade de Brest

Les résultats obtenus le long des profils transversaux sont présentés dans la figure 15. Ils indiquent une grande diversité des situations rencontrées sur les différents sites étudiés. Quelques caractéristiques communes peuvent néanmoins être mises en évidence.

Dans l'ensemble, les graviers constituent la fraction granulométrique la plus importante (figure 15). Dans la partie haute des profils, le matériel graveleux est généralement mélangé à un sédiment plus grossier. Ainsi, au sommet des flèches du Bourg, du Bindy et du Renard sud, la part des galets avoisine 50 % du matériel sédimentaire et le grain moyen est compris entre 10 mm et 20 mm. La présence de galets principalement en haut de cordon est liée au processus d'*overtopping* conduisant les particules les plus grossières à migrer vers le sommet des accumulations sous la forme de bermes ou de levées de tempêtes. A mi-distance entre le sommet et le pied des cordons, la part des galets diminue, jusqu'à disparaître parfois totalement. Le matériel sédimentaire se compose alors d'un mélange de sables et de graviers en proportion variable. Le grain moyen varie entre 2 mm et 15 mm. Sur les sites du Bindy et de Porsguen, la part des sables ne cesse d'augmenter pour devenir dominante dans la partie basse des profils (figure 15). Toutefois, il est fréquent d'observer à nouveau, au pied des cordons, un enrichissement en matériaux grossiers, qui se traduit souvent par la présence d'un pavage de gros galets. A ce niveau, les valeurs du grain moyen augmentent sensiblement. Ceci s'observe notamment sur les secteurs du Bourg, de Kersanton, du Renard et du Roz. Cette zone, de quelques mètres de large, marque la limite entre deux domaines morphodynamiques différents : un domaine réfléchissant correspondant au cordon de galets en tant que tel, et un domaine dissipatif correspondant à une plate-forme basale à faible inclinaison vers le large. Les quelques échantillons prélevés sur cette plate-forme au Bourg et au Bindy révèlent un matériel essentiellement sableux dont le grain moyen est inférieur à 2 mm (figure 15).

En somme, on peut insister sur le fait que les flèches et cordons littoraux étudiés en rade de Brest se composent principalement d'un matériel sablo-graveleux, tandis que les galets se concentrent, localement, au sommet et à la base des accumulations où ils peuvent constituer la part la plus importante du matériel sédimentaire.

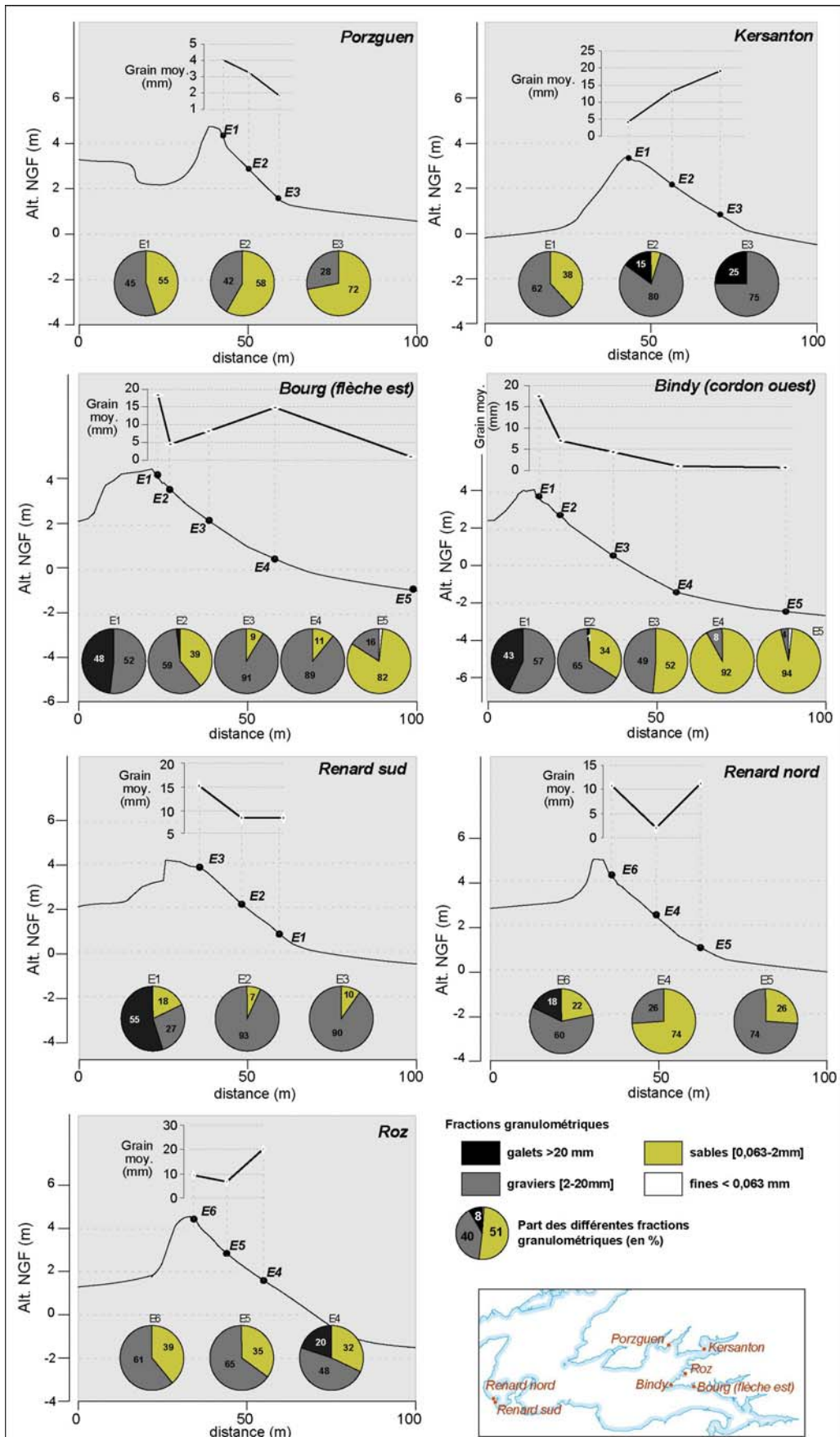


Figure 15 : Texture et grain moyen déterminés sur quelques flèches et cordons de la rade de Brest.

L'analyse granulométrique détaillée de la flèche de Mengleuz permet d'aboutir au même constat. Dans ce secteur, le matériel sédimentaire est dominé par la fraction graveleuse (53 % en moyenne) (figure 16A). Les falaises qui alimentent cette flèche sont taillées dans des schistes frasniens qui se délitent en lames longues, étroites et minces, donnant essentiellement des graviers. La fraction sableuse est toutefois importante et représente en moyenne 33 % du matériel sédimentaire. En revanche, les galets et les pélites ne sont présents qu'en faibles proportions. Nos échantillons comptent en moyenne 11 % de galets et seulement 3 % de pélites. Le grain moyen traduit également cette répartition du matériel, dominée par les graviers. Il est de 4,8 mm en moyenne sur le site.

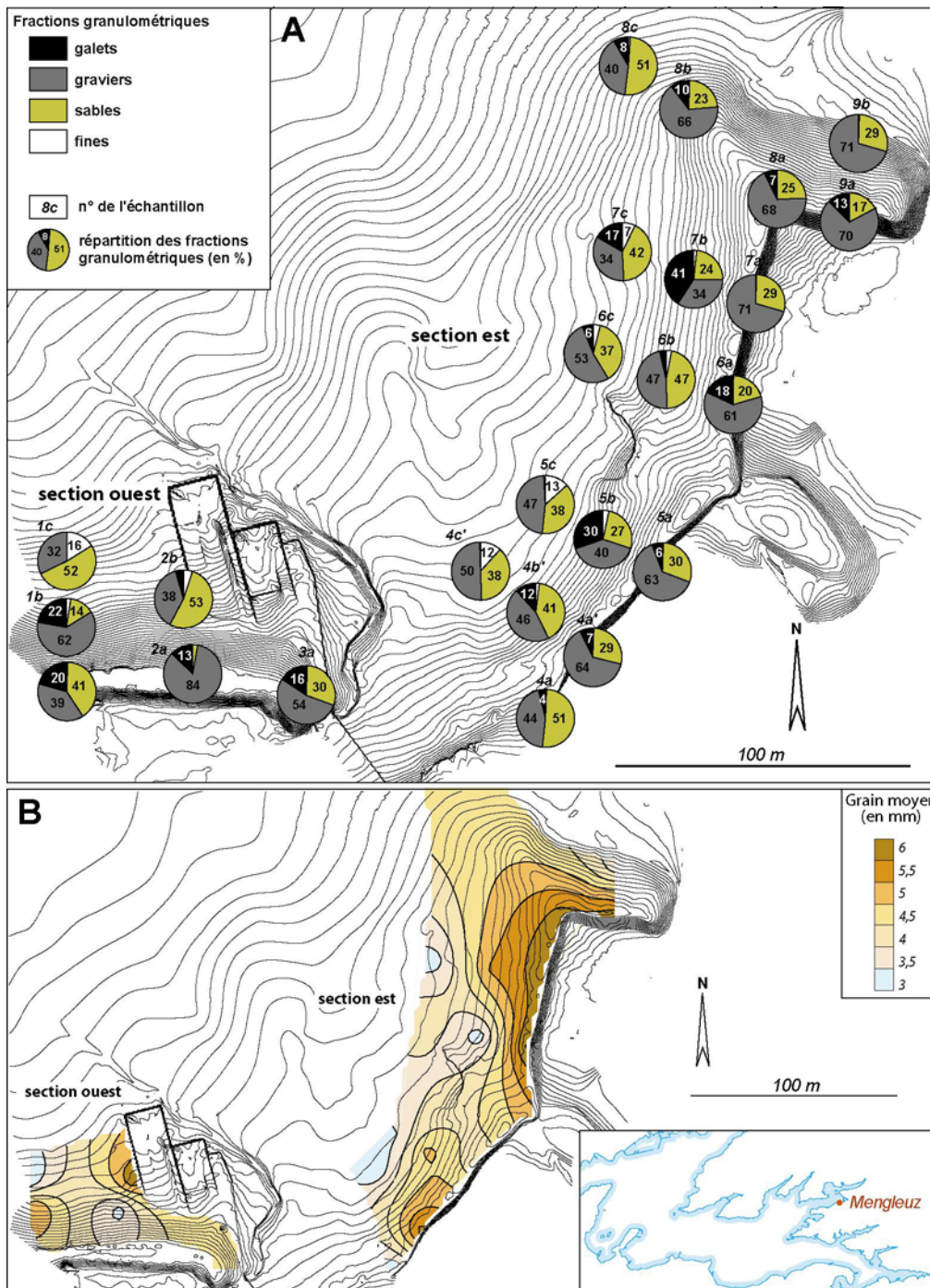


Figure 16 : Texture (A) et grain moyen (B) sur la flèche de Mengleuz en rade de Brest.

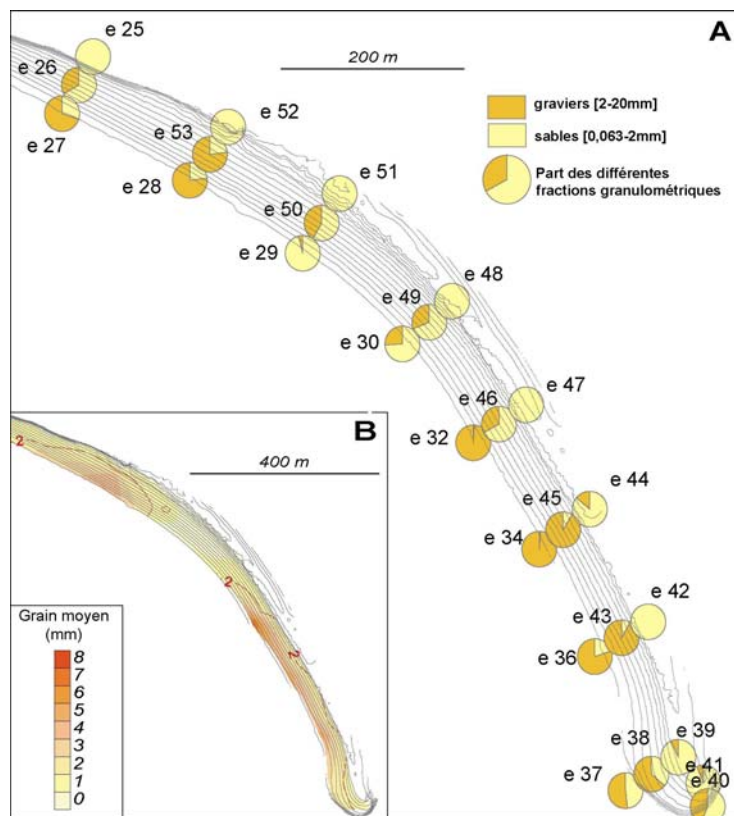
Dans le détail, différentes distributions granulométriques s'observent le long du cordon. Comme le montre la figure 16, la flèche de Mengleuz se décompose actuellement en deux sections, est et ouest, qui présentent chacune une organisation sédimentaire caractéristique. La répartition du grain moyen est relativement anarchique sur la section ouest de la flèche, tandis qu'on observe une certaine organisation transversale sur la section ouest (figure 16B). En effet, le sédiment est plus grossier au sommet de la flèche où il dépasse parfois 6 mm. A son pied, en revanche, il est compris entre 3 et 4 mm. Toutefois, ce chiffre ne tient pas compte du pavage de gros galets que l'on rencontre à la base de la flèche. Enfin, plus en avant sur l'estran, le grain moyen diminue et la fraction fine tend à augmenter jusqu'à dépasser 10 % sur certains échantillons (1c, 4c' et 5c). A ce niveau, le sédiment devient vaseux. On se situe ici à l'extrémité de la vasière pré-littorale qui borde la rivière de Daoulas.

1-2-2-3- Sur la flèche de Bétahon

La flèche de Bétahon ne compte qu'une très faible proportion de galets, inférieure à 1% en moyenne, ce qui explique pourquoi cette fraction granulométrique n'a pas été représentée sur la figure 17A. Les sables grossiers et les graviers dominent, de sorte que les valeurs du grain moyen se situent aux alentours de 2,3 mm sur l'ensemble de la flèche.

La distribution longitudinale des sédiments ne montre aucun affinement granulométrique vers la partie distale de la flèche. Cela témoigne probablement d'un faible transport sédimentaire le long du cordon à l'heure actuelle (figure 17B). En raison de leur forte réfraction sur l'avant-côte, les houles abordent le plus souvent ce secteur selon une faible obliquité et ne génèrent que de faibles courants de dérive.

Il existe, en revanche, une certaine distribution transversale des sédiments. Au pied du cordon,



le matériel est plus grossier. Le grain moyen est généralement supérieur à 4 mm. Certains échantillons prélevés à ce niveau se composent uniquement de graviers (e.g. échantillons e32, e34). A mesure que l'on atteint le sommet de l'accumulation, la part de la fraction sableuse augmente jusqu'à constituer l'essentiel du matériel sédimentaire. C'est le cas de la plupart des échantillons prélevés en haut de plage (e.g. échantillons e25, e52, e51, e48...). Les valeurs du grain moyen tombent alors en dessous de 2 mm. Cette partie du profil de plage est rarement atteinte par les vagues. Elle forme donc une surface de déflation permettant l'alimentation des petits massifs dunaires au sommet du cordon.

Figure 17 : Distribution granulométrique le long de la flèche de Bétahon.

1-2-2-4- L'importance de la fraction sableuse

Il est important de rappeler, en définitive, que les flèches littorales que nous étudions se composent principalement d'un matériel sablo-graveleux. Les galets ne sont présents qu'en très faible proportion et se concentrent généralement au sommet des cordons, là où s'édifient les bermes de tempêtes, par le biais des processus d'*overtopping*.

A l'exception du sommet des cordons, la fraction sableuse interstitielle est toujours importante. Elle permet, une nouvelle fois, de classer les flèches de galets bretonnes dans le type des cordons « composites » définis par Carter et Orford (1984) et Jennings et Shulmeister (2002). Cette proportion de sables au sein des accumulations est une donnée essentielle pour comprendre l'évolution morphodynamique des cordons et flèches de galets (Costa, 1997, 2005). En effet, la fraction sableuse peut avoir diverses influences sur l'évolution des cordons. Tout d'abord, les transferts de sables entre le cordon et la partie basse de l'estran peuvent favoriser l'adaptation morphologique de l'édifice sédimentaire lors des épisodes de forte agitation marine. Ensuite, la présence de cette fraction sableuse au sein du cordon réduit le volume de galets susceptible d'être transporté par la dérive de plage. A cela, il convient d'ajouter que la présence d'estrans sableux en pied de cordon favorise la dissipation de l'énergie des vagues et limite la mobilité transversale des formes d'accumulation. Enfin, la fraction sableuse influe sur la porosité et la perméabilité du cordon, ce qui conditionne, avec sa pente, l'aspect réfléchissant et dissipant de la plage.

Aussi, lorsque nous étudierons la mobilité à court terme des flèches de galets en lien avec les conditions météo-marines (troisième partie de la thèse), il conviendra de garder en mémoire la composition du matériel sédimentaire des cordons étudiés, dans la mesure où cette donnée conditionne la réponse des cordons face aux épisodes morphogènes.

1-3- Conclusion partielle

Les flèches de galets de Bretagne sont, pour la plupart, de dimension réduite. En rade de Brest, la longueur des cordons ne dépasse pas quelques centaines de mètres. Le Sillon de Talbert est la seule flèche de grande taille et s'étire sur plus de 3 km de son point d'enracinement à son extrémité distale. Ces édifices sédimentaires présentent généralement une seule crête (*single ridge barrier*) qui culmine le plus souvent à quelques décimètres au-dessus du niveau des plus hautes mers de vive-eau et peut être épisodiquement remobilisée par les vagues. La largeur des cordons est donc relativement modeste sauf dans leur partie distale où les sédiments transportés par la dérive littorale viennent parfois constituer une série de crochets successifs. Ces accumulations ne présentent qu'un faible volume sédimentaire. En rade de Brest, la flèche la plus massive est le sillon des Anglais qui avoisine 74 000 m³. Toutefois, de nombreuses flèches présentent un volume bien inférieur à ce chiffre, ne dépassant pas quelques milliers de m³ seulement. En raison de ses dimensions, le Sillon de Talbert est la flèche de galets la plus volumineuse à l'échelle régionale. L'accumulation est estimée à 1,24.10⁶ m³.

Toutes les flèches présentent un profil de type « composite », tel que l'ont défini Carter et Orford (1993) qui se décompose en deux parties aux caractéristiques morphosédimentaires bien distinctes. La partie haute du profil constitue le cordon en lui-même. Elle se compose d'un matériel sédimentaire grossier et montre de fortes valeurs de pente, comprises généralement entre 10 % et 12 %, mais pouvant atteindre localement 17 % sur certaines flèches. Cette portion est réfléchissante à haute mer. La partie basse du profil se présente sous la forme d'une avant-plage sableuse ou d'une plate-forme rocheuse faiblement inclinée vers le large qui favorise la dissipation de l'énergie des

vagues à basse mer. La liaison entre le cordon et le bas de plage se marque donc par une rupture de pente assez franche et par une différenciation sédimentologique particulièrement nette située généralement au niveau de mi-marée.

Ces flèches littorales se composent principalement d'un matériel sablo-graveleux. Les galets prédominent uniquement dans la partie haute des accumulations ainsi qu'au contact entre le cordon et le bas de plage. En dehors de ces secteurs, la fraction sableuse interstitielle est toujours importante. Elle influence la porosité et la perméabilité des cordons, les transferts sédimentaires et la mobilité transversale des édifices sédimentaires.

2- L'inégale répartition des accumulations de galets sur le littoral de Bretagne : le reflet d'une disponibilité variable en matériel grossier

2-1- Répartition inégale des accumulations de galets en Bretagne

Les accumulations de galets se répartissent actuellement de façon très inégale le long des rivages de Bretagne (figure 18). Quatre secteurs côtiers concentrent l'essentiel des stocks de matériel grossier à l'échelle régionale.

Le premier secteur s'étend de la baie de Saint-Brieuc à la baie de Morlaix, sur la façade septentrionale de Bretagne, et correspond grossièrement à la côte du Trégor (figure 18). Cette section littorale a notamment été étudiée par J.-P. Pinot (1961, 1963). L'auteur y livre une description détaillée des nombreux cordons de galets et queues de comètes qui se répartissent entre la rivière de Lannion et la rade de Paimpol. Plus récemment, Morel (1997) y a recensé 33 accumulations majeures de galets, parmi lesquelles on compte les flèches du Linkin et du Sillon de Talbert.

Le second secteur littoral riche en galets correspond à la rade de Brest, sur la façade occidentale de Bretagne (figure 18). Dans cet espace aux dimensions réduites, Guilcher *et al.* (1957) dénombrent une quarantaine de cordons littoraux et qualifient cet ensemble comme étant « ...le plus intéressant de toute la côte française de la Manche et de l'Atlantique, après celui de la côte picarde... » en raison de la grande diversité des formes rencontrées. Outre ces formes d'accumulation majeures, toutes les plages adossées aux falaises sont également constituées d'un sédiment grossier, exception faite des plages artificielles, dont les sables proviennent du dragage des fonds sous-marins au large du goulet de Brest (Hallégouët et Guilcher, 1990).

Le troisième secteur caractérisé par la prédominance des galets s'étend de la pointe de Penhors à celle de Porz-Carn, en baie d'Audierne dans le sud du Finistère (figure 18). Cette portion de côte est occupée par le cordon de l'Ero Vili qui s'allonge sur une distance d'environ 10 km (Guilcher, 1948). Toutefois, il convient de noter que les prélèvements sédimentaires effectués entre les années 1940 et les années 1970 ont réduit de façon considérable le volume de matériel grossier en présence sur ce littoral (Guilcher *et al.*, 1990, 1992).

A ces trois secteurs s'ajoute un ensemble d'accumulations de galets disséminées sur les différentes îles et îlots de la mer d'Iroise (Guilcher, 1936 ; Guilcher *et al.*, 1959 ; Hallégouët, 1982a, 1982b ; Fichaut et Suanez, 2007), ainsi qu'en presqu'île de Crozon et en Cap Sizun (Morel, 1997).

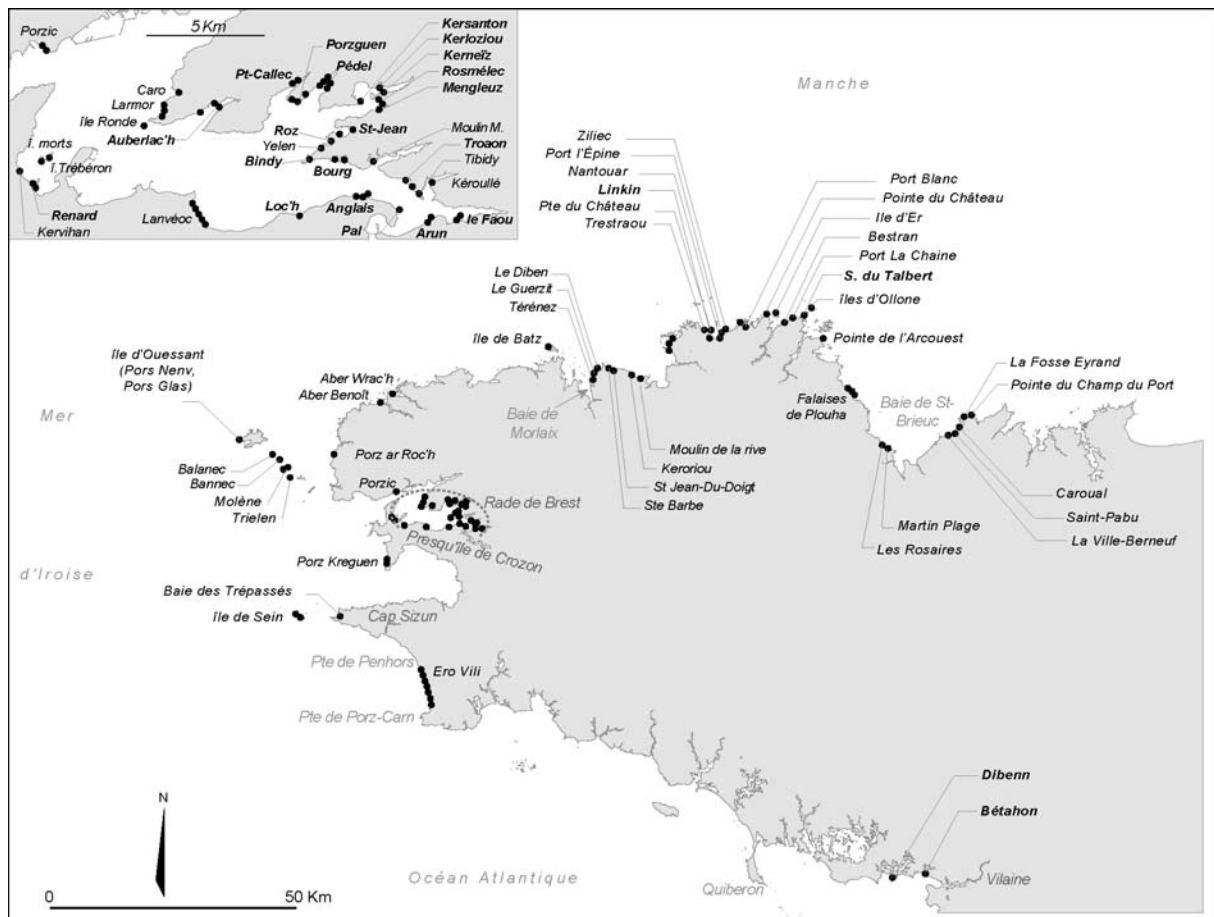


Figure 18 : Localisation des principales accumulations de galets sur le littoral de Bretagne (le nom des flèches littorales apparaît en gras).

En revanche, aucune accumulation importante de galets n'est rencontrée sur la façade méridionale de Bretagne. Cette pauvreté en sédiments grossiers mérite toutefois d'être nuancée au regard de l'analyse sédimentologique menée par Jussy et Guilcher (1962) sur les formes d'accumulation situées entre la presqu'île de Quiberon et l'estuaire de la Vilaine. Dans un certain nombre de secteurs, cette étude a révélé la présence d'une forte proportion de graviers et galets au sein de la fraction sableuse. Notons tout de même que dans ce secteur, deux flèches, au sein desquelles la fraction grossière nous paraissait suffisamment importante, ont été retenues pour faire l'objet d'une étude approfondie. Il s'agit des flèches de Dibenn et de Bétahon (figure 18).

2-2- Les galets : un matériel hérité

Les galets que l'on retrouve actuellement sur les rivages de Bretagne sont, pour l'essentiel, le produit d'une préparation préalable des roches cohérentes sous un climat périglaciaire favorable aux processus de fragmentation mécanique. En ce sens, il s'agit donc d'un matériel hérité dont la répartition inégale le long des côtes bretonnes s'explique par une action différenciée des processus d'attaque de la roche sur un substrat à la lithologie variée, au cours des phases froides du Quaternaire.

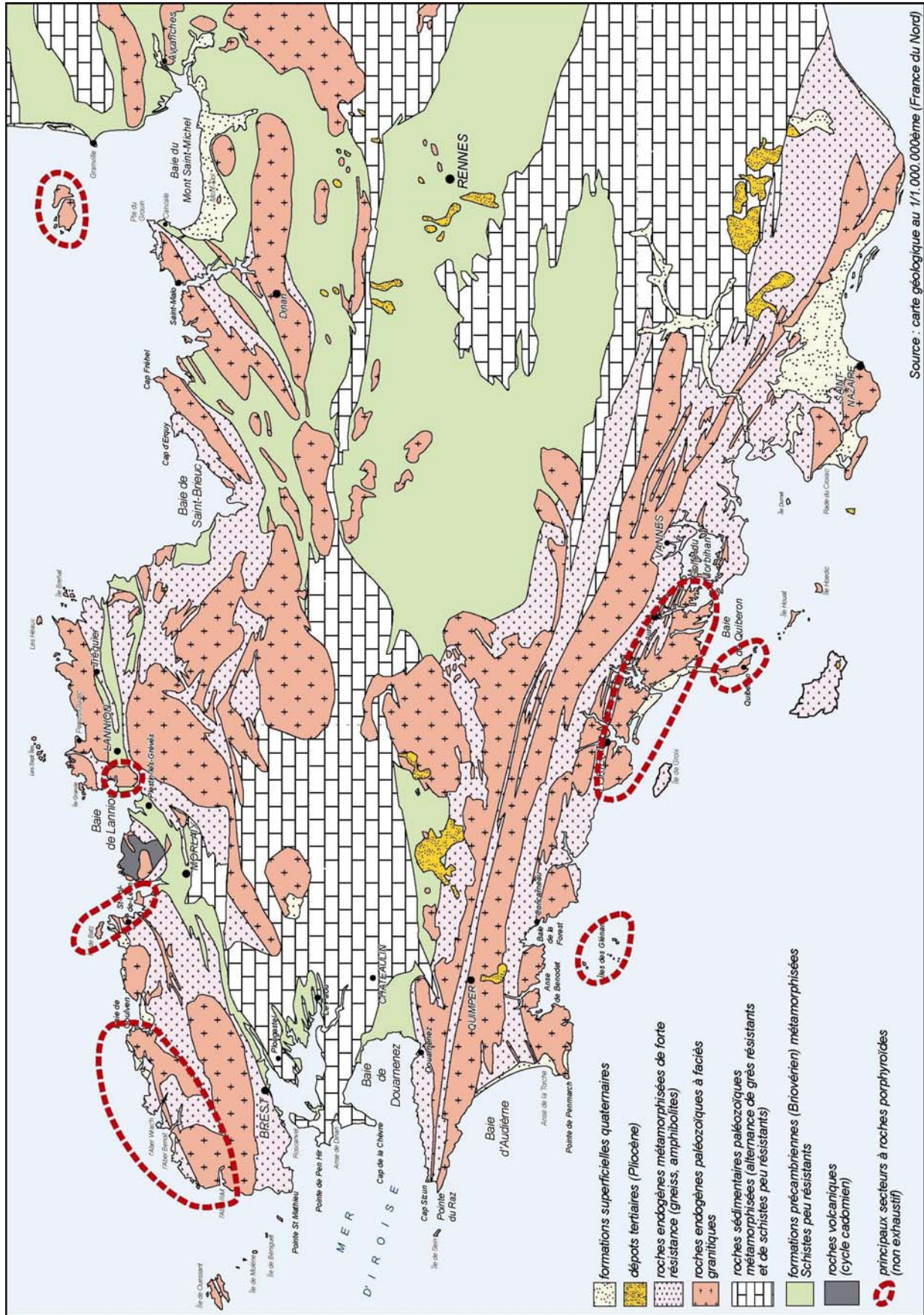
2-2-1- Préparation ou dépôt du matériel grossier sur la plate-forme continentale

Le Quaternaire se caractérise par des fluctuations climatiques de grande ampleur responsables de variations importantes du niveau marin. Les phases froides, ou périodes glaciaires, sont marquées par la capitalisation sous forme de glace d'une partie des masses d'eau océanique, liée au développement d'inlandsis sur les continents. Ce refroidissement entraîne une baisse significative du niveau marin, la migration vers le large de la ligne de rivage et l'émersion d'une partie de la plate-forme continentale, dès lors soumise aux processus morphogéniques subaériens. Les phases chaudes, ou périodes interglaciaires, se marquent par la disparition des grands glaciers continentaux dont les eaux de fonte sont restituées aux océans. Ce réchauffement est responsable d'une élévation du niveau marin et du déplacement du rivage vers l'intérieur des terres. La mer réinvestit la plate-forme continentale sur laquelle s'exercent à nouveau les actions de la dynamique littorale et marine.

Les variations climatiques et eustatiques du Pléistocène, ainsi que leurs conséquences sur la morphologie côtière, notamment depuis le dernier interglaciaire, sont désormais bien connues en Bretagne grâce à l'étude des anciens dépôts littoraux (Guilcher, 1936 ; Giot et Guilcher, 1946 ; Martin, 1955 ; Babin et Plusquellec, 1966 ; Graindor et Scuvée, 1970 ; Giot et Monnier, 1972a, 1972b ; Pinot, 1966, 1974 ; Monnier, 1979 ; Le Gall, 1973 ; Hallégouët, 1976a ; Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Hallégouët et Monnier, 1989 ; Haslett et Curr, 1998, 2001 ; Bates *et al.*, 2003 ; Regnaud *et al.*, 2003 ; Stéphan, 2004), continentaux (Monnier, 1979, 1974 ; Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986 ; Monnier et Bigot, 1987 ; Bigot et Monnier, 1987 ; Loyer *et al.*, 1995), lacustres (Morzadec-Kerfourn, 1969, 1986) et fluviales (Pinot, 1974 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Antoine *et al.*, 2003a).

Le dernier interglaciaire (Eémien) est marqué par un stationnement durable du niveau marin à une position proche de l'actuelle aux alentours de 103 000 BP (Loyer *et al.*, 1995), comme l'atteste la présence de nombreuses formes d'accumulation littorales situées à proximité de la ligne de rivage actuelle. Cette période est suivie par une baisse graduelle du niveau de la mer durant la phase froide du Weichsélien qui se traduit par l'incision des formations marines et littorales et leur enfouissement par des dépôts de ruissellement associés à de petites turbations révélatrices du refroidissement climatique (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986). Les reliefs de Bretagne sont alors soumis à une morphogénèse dominée par les processus périglaciaires qui s'exercent également sur une partie de plate-forme continentale découverte lors du retrait de la mer. Les affleurements rocheux sont affectés par une gélifraction active qui exploite leurs discontinuités (diaclasses, plans de schistosités). Cette fragmentation, par le biais des alternances gel/dégel, est alors favorable à la libération d'éléments lithiques de la taille des galets et à la constitution de tabliers de gélifractions sur les versants.

L'efficacité de la gélifraction est toutefois très variable en fonction de la nature des affleurements, de leur gélivité et de la disposition de leurs plans de faiblesse. D'une manière générale, la gélifraction est plus active au nord de la Bretagne que sur la façade méridionale, ce qui explique en partie la pauvreté actuelle des stocks de galets sur cette côte. Sur certains massifs granitiques, en particulier les granites porphyroïdes, la gélifraction fournit peu de matériel grossier (Hallégouët et Monnier, 1989). Ce type de granite prédomine sur toute la côte nord du Finistère et jusqu'en baie de Lannion, ainsi que dans le Morbihan, entre Lorient et la baie de Quiberon (figure 19). De même, les formations schisteuses de la baie de Douarnenez ou de Belle-Ile se délitent en éléments de faible dimension, pas assez résistants pour être émoussés en galets. D'autres formations, au contraire, libèrent de grandes quantités de macro-gélifractions. C'est le cas, par exemple, du granite de Perros (Pinot, 1961, 1963) qui forme un grand batholithe depuis la rade de Perros-Guirec jusqu'à l'île de Bréhat, sur la façade septentrionale de Bretagne. En rade de Brest, les bancs de quartzites fournissent également une grande quantité de gélifractions de toute taille.



Source : carte géologique au 1/1.000.000ème (France du Nord)

Figure 19 : Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain.

Parallèlement à cette gélification, la baisse du niveau marin entraîne l'assèchement progressif du bassin de la Manche, sur lequel soufflent des vents violents en provenance du nord et de l'ouest (figure 20).



Figure 20 : Système fluvial pléistocène en Bretagne et couverture de sables éoliens et de loess dans la partie occidentale de la Manche (modifié de Antoine *et al.*, 2003a, 2003b).

La façade septentrionale de Bretagne bénéficie alors d'apports éoliens en sables fins et limons, constituant progressivement une couverture meuble infiltrant les dépôts de gélifracts. Sur certains versants exposés au nord, les placages de loess peuvent atteindre une épaisseur de 4 m (Antoine *et al.*, 2003b) (figure 20). A l'inverse, aucune trace de dépôts loessiques n'a été relevée sur le précontinent sud-armoricain (Pinot, 1974) en raison de son éloignement par rapport au bassin de la Manche. Ces sédiments fins se trouvent, le plus souvent, mélangés aux éléments de taille grossière et viennent constituer une matrice argilo-limoneuse favorisant la solifluxion des dépôts sur les versants. La Bretagne nord se couvre alors d'épaisses coulées de solifluxion, tandis que celles-ci restent relativement minces sur la façade méridionale. A cela s'ajoute, selon Pinot (1974) la perméabilité des roches qui, dans le sud de la Bretagne, a été peu propice au développement d'un pergélisol susceptible de fluer sur les versants. On dispose ici d'un second élément d'explication sur la faible proportion de galets sur le littoral méridional de Bretagne.

Durant le Weichselien, de vastes épandages alluviaux se forment également sur la plate-forme continentale, au débouché des fleuves côtiers. Des blocs démesurés d'origine glacielle provenant des reliefs de Bretagne centrale (grès armoricain) ont été observés sur le plateau continental de Bretagne méridionale (Pinot, 1974) et ont été associés à des débâcles printanières (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977). Dans ce secteur, les rivières ont également édifié de nombreuses nappes alluviales dont la plupart sont presque entièrement faites de galets. Ces nappes fournissent des données sur l'hydrologie fluviale ancienne et sur les disponibilités anciennes en matériaux meubles. La texture des matériaux constituant les nappes montre que la compétence des cours d'eau a été autrefois plus importante qu'aujourd'hui. Leur disposition sur la plate-forme continentale incite à considérer que, du moins pendant le Quaternaire récent, le climat des phases régressives était tel que les rivières connaissaient des crues violentes mais brèves (Pinot, 1974). Le matériel grossier transporté jusqu'à la côte contribuait à l'alimentation de cordons de galets. Dans le nord de la Bretagne, toutefois, peu de traces de ces terrasses alluviales ont été préservées sur la plate-forme continentale, ce matériel ayant été, pour l'essentiel, remobilisé par la mer lors de la transgression holocène (Antoine *et al.*, 2003a). La présence de vastes étendues de cailloutis sur les fonds marins de la Manche semble néanmoins témoigner d'apports en matériel grossier par les fleuves côtiers (figure 21). Il est également possible que ce matériel ait une provenance plus lointaine dans la mesure où tous les fleuves côtiers de Normandie, de Picardie et de Cornouailles anglaises venaient confluer dans le bassin de la Manche lors du maximum glaciaire.

La phase froide du Weichselien a également été marquée par des fluctuations importantes du niveau marin. Dans le nord du Finistère, Hallégouët et Van Vliet-Lanoë (1986) ont mis en évidence, à partir de l'étude stratigraphique de dépôts littoraux et continentaux, deux épisodes transgressifs ayant amené le niveau marin à une position voisine de l'actuelle, entre l'optimum climatique éémien et le dernier maximum glaciaire. Ces deux épisodes transgressifs correspondraient à des périodes interstadias importantes et seraient les équivalents des phases Saint-Germain I et Saint-Germain II de la séquence palynologique de La Grande Pile, dans les Vosges. Plusieurs successions de transgressions marines auraient donc balayé la plate-forme continentale de Bretagne durant la dernière période glaciaire, entraînant l'érosion par les vagues des dépôts périglaciaires et l'édification de cordons littoraux remontant progressivement les pentes continentales en roulant sur eux-mêmes. Une fois mis en place, ces cordons ont pu être abandonnés par la suite, lors d'une phase régressive, subissant alors une infiltration par des limons éoliens et un étalement par solifluxion.

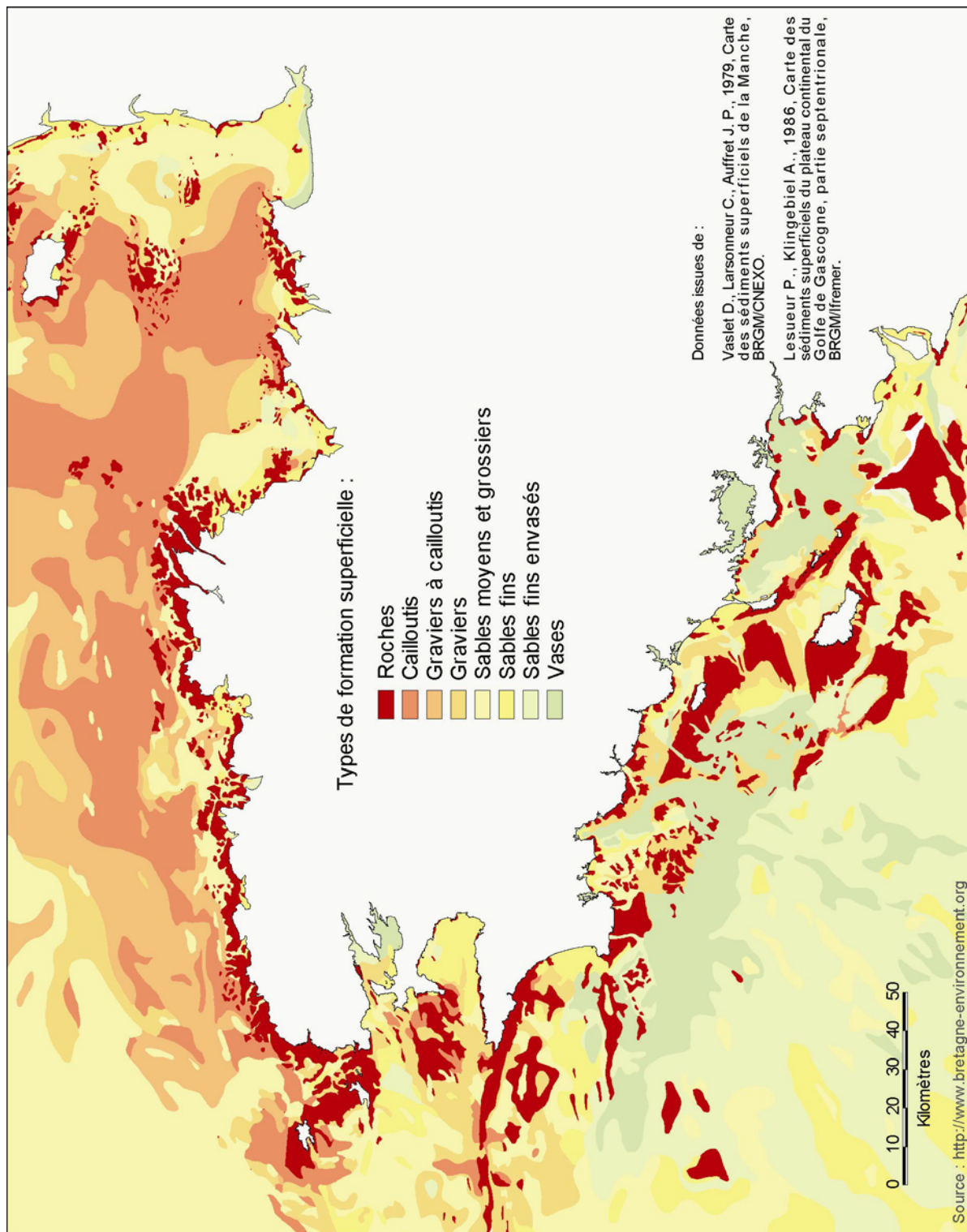


Figure 21 : Couverture sédimentaire des fonds marins au large des côtes de Bretagne.

Dans cette ambiance climatique froide, caractérisée par des variations eustatiques importantes, les apports d'origine glaciaire ont pu être significatifs. De nombreux auteurs ont, en effet, constaté la présence, sur les côtes de Bretagne, de galets de provenance lointaine ayant transité sur des distances de plusieurs centaines, voire plusieurs milliers de kilomètres. Ainsi, des galets de basalte à olivine ont été observés sur l'île d'Ouessant (Didier et Jonin, 1966), dans l'archipel de Molène (Brousse *et al.*, 1971, 1972), en rade de Brest (Hallégouët et Van Vleit-Lanoë, 1989a ; Hallégouët et Morel, 1994 ; Stéphane, 2004), mais également sur la côte du Léon, en baie d'Audierne et sur les îles

de Groix et de Belle-Ile (Hallégouët et Van Vleit-Lanoë, 1989b) (figure 22). Les datations obtenues sur ces basaltes ont livré des âges de 4,4 à 2,2 Ma. (Bellon *et al.*, 1988), qui excluent une origine armoricaine et viennent confirmer une origine islandaise. La répétition de naufrages de navires chargés de basalte étant exclue, l'hypothèse d'un acheminement par des glaces flottantes à partir des glaciers islandais a été avancée.

Outre le cas très anecdotique des basaltes islandais, de grandes quantités de matériel exogène ont été déposées après l'échouage et la fonte de radeaux de glace flottante sur la plate-forme continentale durant le Weichselien (figure 22). Selon Hallégouët et Van Vliet-Lanoë (1986), ces dépôts glaciels seraient contemporains des phases transgressives, dont nous avons parlé précédemment, qui se sont probablement accompagnées d'un léger réchauffement climatique favorable au détachement de pieds de glace sur les côtes.

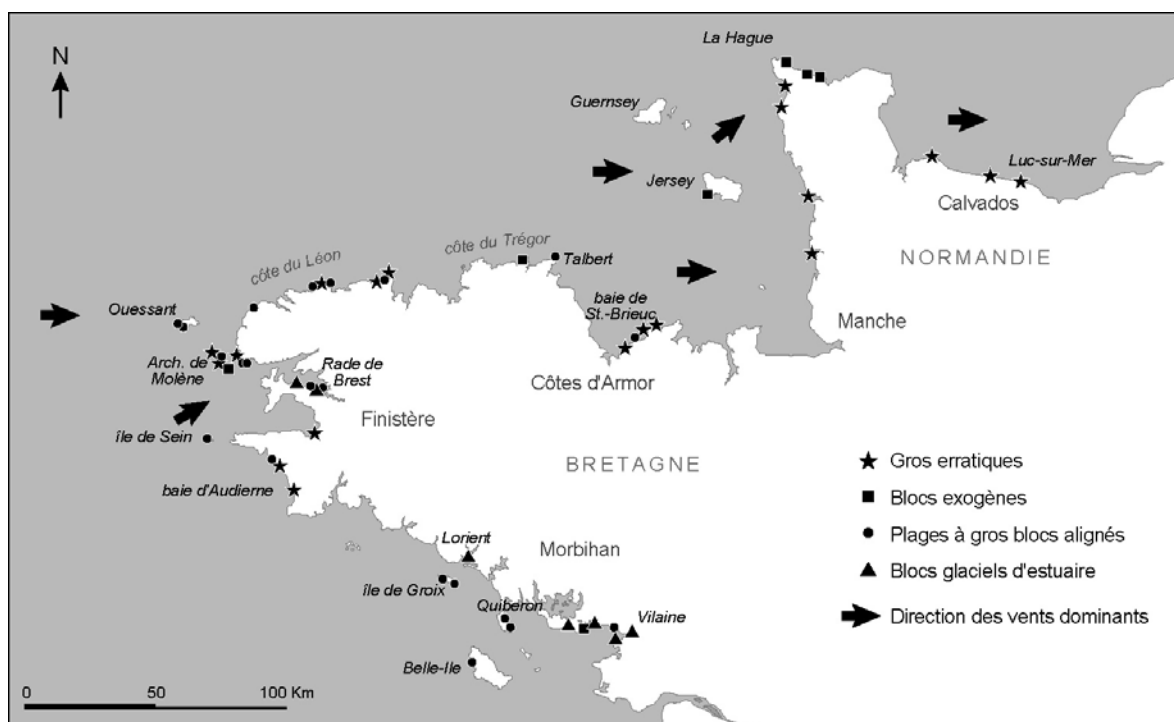


Figure 22 : Répartition des blocs glaciels sur le littoral actuel de Bretagne (d'après Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986).

Au cours du maximum glaciaire, vers 18 000 BP, le niveau marin se situe à une centaine de mètres sous son niveau actuel. La plate-forme continentale est alors jonchée de géliфраcts, de galets fluviatiles et d'éléments lithiques d'origine glaciaire. Les saillants rocheux sont extrêmement fragilisés par la gélifraction. D'épaisses coulées de solifluxion viennent empâter les reliefs, notamment dans le nord de la Bretagne. D'anciens cordons littoraux soliflués, abandonnés par la mer à l'issue d'une phase transgressive, marquent les anciennes positions de la ligne de rivage. Telle est donc la physionomie de la plate-forme continentale lorsque s'amorce la transgression holocène.

2-2-2- Transgression holocène et mobilisation du matériel grossier

Le réchauffement climatique qui marque le début de l'Holocène se traduit par une élévation progressive du niveau marin qui atteint, vers 6 000 BP, une position voisine de l'actuelle (Morzadec-Kerfourn, 1974), quoique légèrement différente, comme nous le verrons dans le troisième chapitre de cette partie. Ce mouvement transgressif entraîne une migration importante de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. Au cours de sa remontée, la mer remobilise une partie de la couverture

sédimentaire et pousse devant elle le matériel meuble disposé sur la plate-forme continentale. L'abondance de matériaux grossiers, notamment sur la façade septentrionale de Bretagne, permet la formation de cordons de galets importants, successivement mis en place, démantelés puis reformés à mesure que s'effectue la transgression (figure 23). Les vagues érodent les coulées de gélifluxion et émousent les gélifraacts. Elles remobilisent les anciennes formations fluviatiles et littorales. Les héritages glaciels sont également incorporés aux accumulations nouvellement créées qui remontent peu à peu les pentes continentales en roulant sur elles-mêmes. Une partie de ce matériel est toutefois abandonnée à la base des versants et des ressauts topographiques, ou en avant d'obstacles qui accidentent la plate-forme continentale. Là où les pentes sont douces et régulières, comme en baie d'Audierne, les stocks de galets ont pu remonter sans contrainte jusqu'à occuper la position qu'on leur connaît aujourd'hui. En revanche, dans les secteurs très accidentés, les obstacles topographiques ont empêché ce transit.

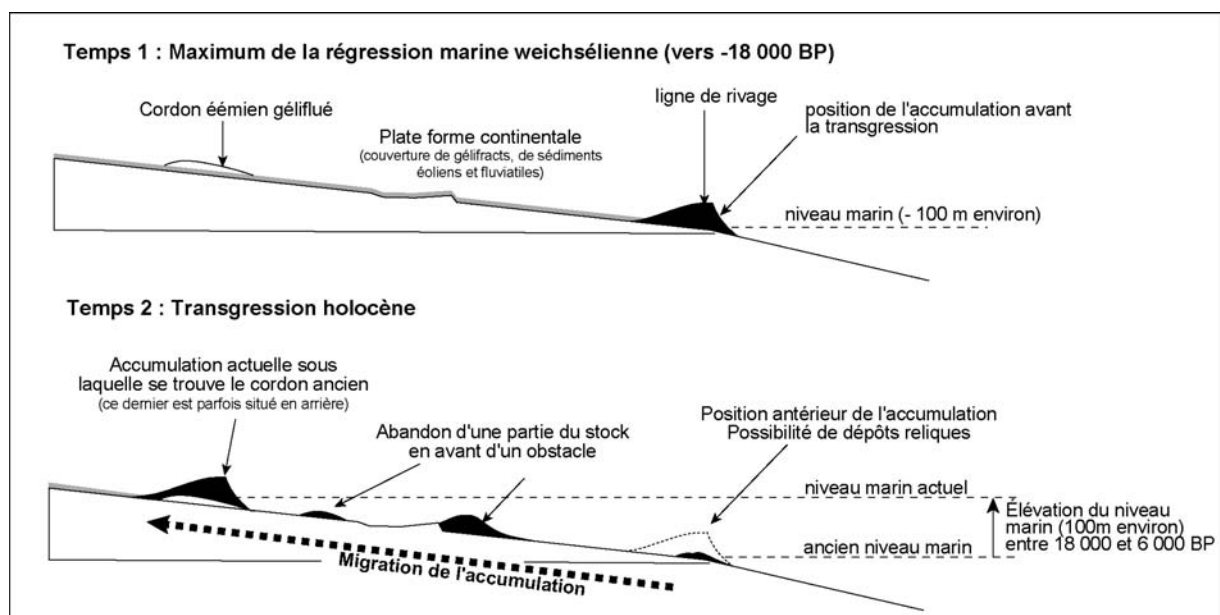


Figure 23 : Comportement des accumulations de matériel grossier sous l'impulsion de la transgression holocène (d'après Morel, 1997).

La bathymétrie actuelle des côtes bretonnes nous incite à penser que la remontée des galets a été favorisée, sur la façade méridionale, par les faibles pentes de la plate-forme continentale (figure 24). Cela n'est vrai qu'en partie. Les travaux de Pinot (1974) ont montré que de nombreux reliefs étaient désormais masqués par la couverture de sédiments fins déposée au cours de l'Holocène. En Bretagne méridionale, une tectonique cassante a affecté les roches granitiques sur la plate-forme continentale, donnant naissance à de fortes dénivellations entre les blocs, tandis que l'érosion différentielle a exploité les roches sédimentaires, formant ainsi des reliefs en cuesta. En outre, une série de carottages a révélé la présence presque systématique de banquettes de galets en avant des falaises désormais submergées, témoignant d'un blocage important des galets lors de la transgression holocène. Dans le nord de la Bretagne, les fortes pentes qui marquent la plate-forme continentale et l'existence de nombreux reliefs ont eu probablement les mêmes effets sur la remontée des galets jusqu'au rivage. Toutefois, les coulées de solifluxion y étaient plus épaisses et ont contribué de manière continue à l'alimentation des côtes en matériel grossier.

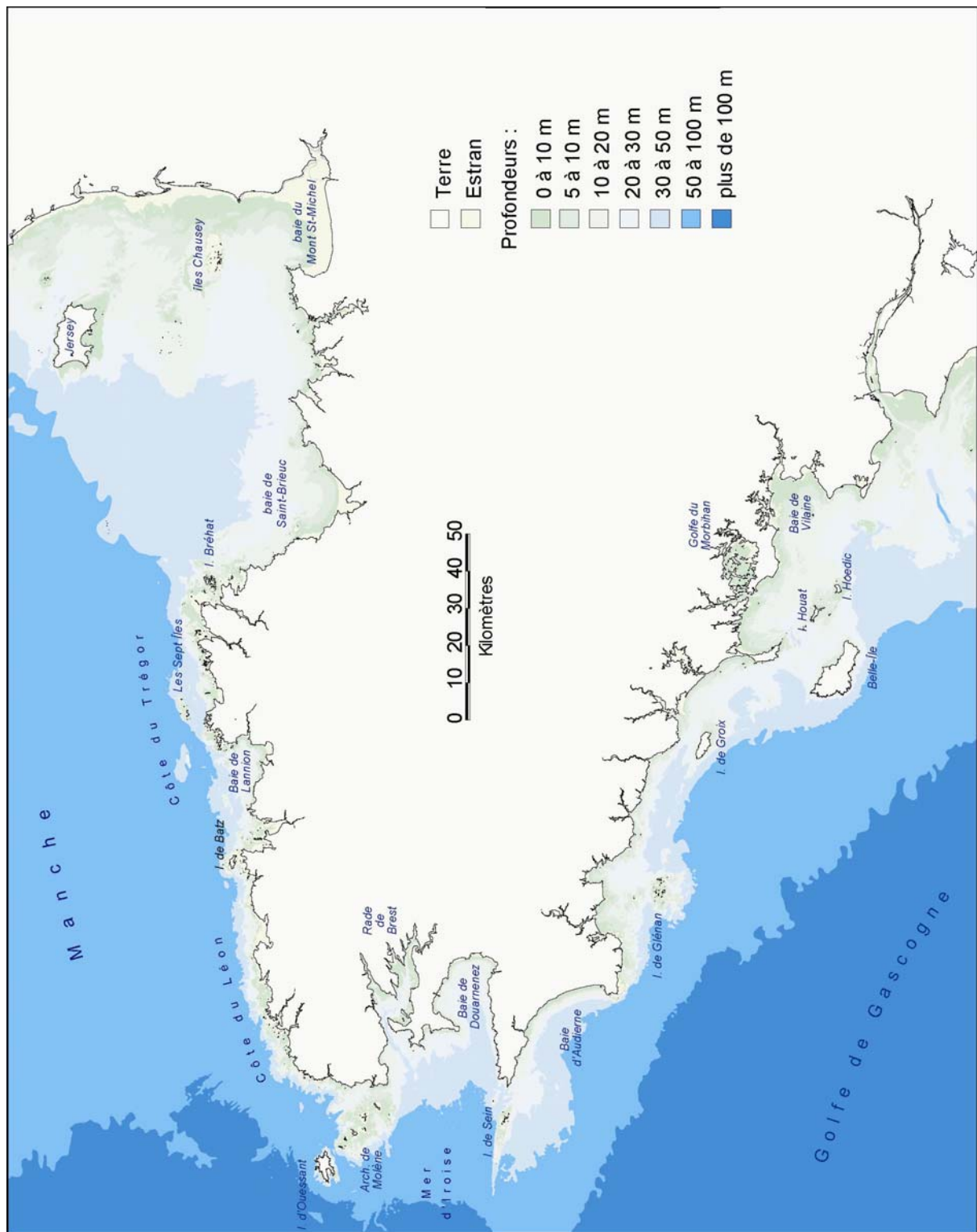


Figure 24 : Bathymétrie de la Bretagne (source : Atlas du littoral, DIREN, 2006)

En rade de Brest, en revanche, il est certain qu'aucun matériel provenant de la plate-forme continentale n'a pu remonter jusqu'au rivage lors de la transgression holocène, du fait de l'encaissement très important du goulet de Brest, alors parcouru par l'Aulne et l'Elorn. Dans cet espace semi-fermé du côté du large, la mer a tout d'abord envahi les vallées profondes de ces deux fleuves côtiers, dont la sédimentation à caractère estuarien a débuté vers le milieu de la période boréale (8 000 BP), à une vingtaine de mètres sous le niveau marin actuel (Hallégouët, 1979a) (figure 25). Elle est restée active jusqu'à la fin de la période Atlantique en affectant ensuite les hauts fonds de

la rade. La sédimentation de type moderne apparaît au cours du Subboréal, alors que la mer occupe plus largement le secteur. C'est donc en un temps assez court (probablement quelques milliers d'années) que la mer a envahi la rade, utilisant uniquement les matériaux grossiers disponibles sur place pour édifier les cordons de galets. Malgré la faible énergie des vagues dont la hauteur dépasse rarement le mètre, comme nous le verrons ultérieurement, la constitution d'un stock de sédiments grossiers à la côte a été favorisée par la présence d'épaisses coulées de solifluxion et de formations schisteuses très altérées facilement mobilisables par la dynamique marine. Le mouvement transgressif holocène s'est donc soldé par une attaque des roches tendres et le dégagement partiel des dépôts périglaciaires, tandis que les formes d'accumulation littorales ont remonté progressivement les flancs de vallées à mesure de leur ennoiemment par les eaux marines. Là encore, la sédimentation fine est venue masquer les éventuels obstacles à la remontée des galets jusqu'à la ligne de rivage actuelle.

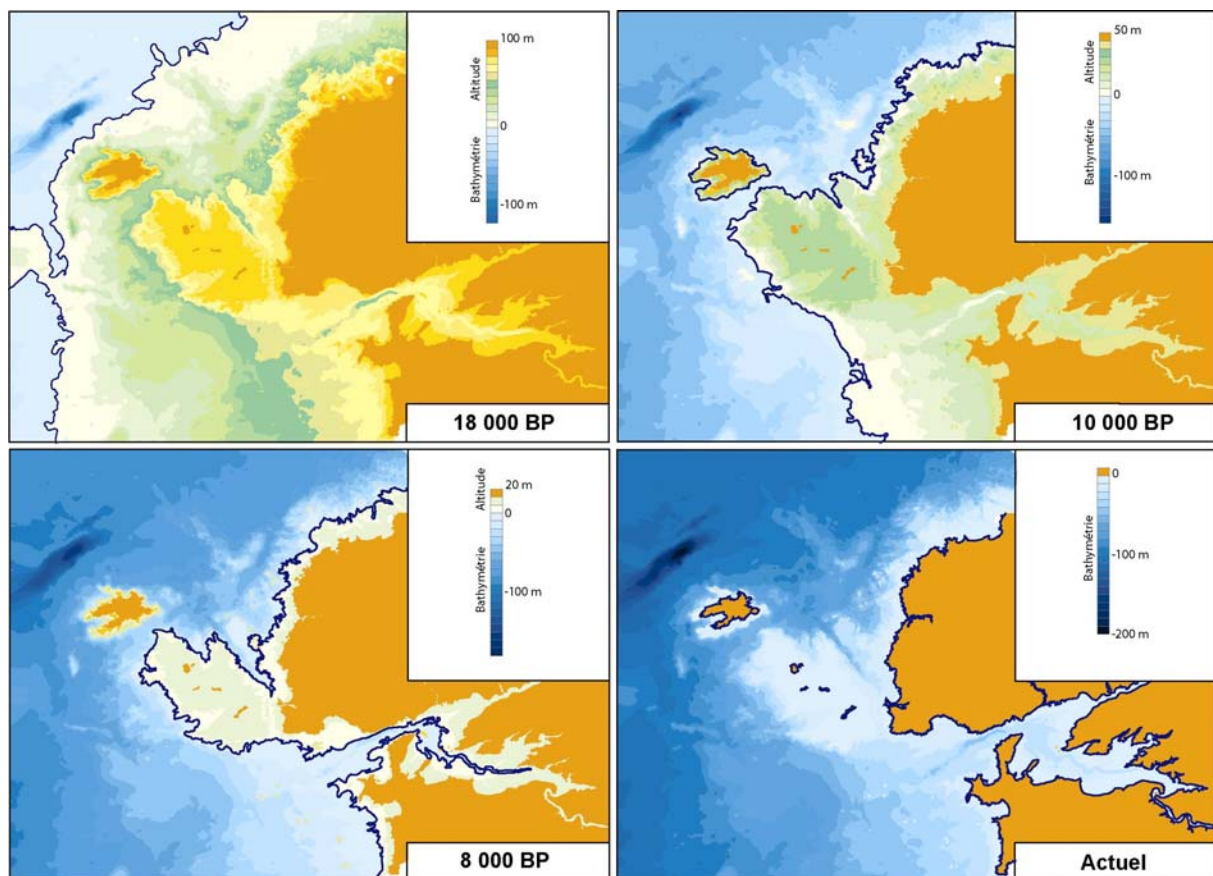


Figure 25 : Transgression post-glaciaire en Mer d'Iroise. L'envahissement de la rade par les eaux marines débute vers 8 000 BP (source des données : Bathymétrie du Shom, niveaux marins d'après Lambeck, 1997).

En somme, les galets que l'on retrouve sur les côtes de Bretagne proviennent, pour l'essentiel, de la plate-forme continentale et sont le produit de divers processus d'érosion, de transport et de dépôt en ambiance périglaciaire. Il s'agit donc d'un matériel hérité dont l'inégale répartition, à une échelle régionale, tient en un ensemble de facteurs climatiques, lithologiques et topographiques. Localement, toutefois, certaines sources sédimentaires peuvent également contribuer à l'alimentation actuelle des rivages en matériel grossier et expliquer la présence de certaines accumulations de galets sur le rivage. Il convient donc de dresser l'état des sources sédimentaires désormais susceptibles d'alimenter en galets les flèches de Bretagne.

2-3- Les sources actuelles de galets

Au matériel hérité du Weichselien et remanié lors de la transgression post-glaciaire vient s'ajouter désormais les apports provenant de différentes sources sédimentaires livrant des galets en quantité extrêmement variable suivant les secteurs côtiers. Il serait délicat de vouloir dresser un panorama exhaustif des diverses sources de galets à l'échelle régionale en raison de la grande diversité des situations. Nous examinerons donc, dans ce point, les différentes sources sédimentaires susceptibles de contribuer à l'alimentation actuelle des flèches de galets de Bretagne, en nous appuyant sur des exemples locaux.

2-3-1- Le rôle des falaises dans l'alimentation des rivages en galets

2-3-1-1- Les falaises de Head

Les falaises meubles sont considérées comme les principales pourvoyeuses actuelles en galets sur le littoral de Bretagne (Guilcher *et al.*, 1990 ; Morel, 1997). Ainsi, la répartition des cordons et plages de galets à l'échelle régionale coïncide généralement avec la présence de ce type de versants littoraux, susceptibles de fournir des éléments grossiers au rivage et témoigne de l'importance passée et, dans une moindre mesure actuelle, des falaises dans l'alimentation du rivage en galets.

Ces falaises sont le plus souvent taillées dans les formations périglaciaires solifluées, connues sous le nom de head, mises en place au cours des différentes phases froides du Quaternaire sur les versants. Le head se compose d'une matrice argilo-limoneuse emballant un matériel très hétérométrique allant des sables fins jusqu'aux méga-blocs. Les argiles et limons proviennent d'apports éoliens plus ou moins lointains et, dans certains cas, de la pulvérisation de la roche en place sous l'effet des alternances gel/dégel. Le matériel grossier correspond aux produits de la macro-gélifraction ayant débité la roche en éléments lithiques de taille extrêmement variable.

La nature et l'épaisseur du head dépendent beaucoup de la composition du substratum. En rade de Brest, par exemple, les gneiss, les schistes et les micaschistes livrent en général des coulées peu épaisses. Les grès et les quartzites alimentent, en revanche, de puissantes coulées de head au sein desquelles des blocs de plusieurs tonnes peuvent être emballés. Une fois dégagés de leur matrice argilo-limoneuse, ces blocs peuvent accidenter les estrans et les fonds sous-marins de la rade, comme on l'observe à l'est du site du Loc'h, à Landévennec (photographie 5).

Le recul de ces falaises s'effectue par glissement et par éboulement (photographie 6) à la suite de fortes pluies hivernales. Dans certains cas, il arrive également que les vagues atteignent le pied de l'abrupt, créant ainsi une encoche d'érosion et la mise en porte-à-faux de la partie supérieure du versant. La masse sédimentaire instable répond alors à l'appel au vide et finit par s'écrouler. Ces dépôts viennent empâter la base de la falaise qui est régulièrement nettoyée par la mer. Les matériaux sont ensuite dégagés par les vagues lors des phases de haut niveau d'eau. Les éléments grossiers viennent nourrir les plages et les accumulations littorales, tandis que les particules les plus fines sont exportées en suspension vers le large ou vont engraisser, dans le cas de la rade de Brest, les bancs sous-marins et le fond des rias. Dans ce secteur, le recul de ces falaises ne laisse sur l'estran qu'un mince plaquage de cailloux reposant sur un conglomérat limoneux. Ce matériel est de taille très grossière car il correspond aux sédiments que la dynamique marine n'a pu mettre en mouvement. Ils représentent autant de petits obstacles qui s'opposent au transit des éléments de petite taille le long du littoral.



Photographie 5 : Blocs jonchant l'estran à l'est du site du Loc'h à Landévennec (cliché : P. Stéphan, 11/06/05).



Photographie 6 : Glissements et éboulements des falaises de l'anse du Caro en rade de Brest (cliché : S. Suanez).

Nous l'avons rappelé précédemment, le Weichselien a vu se constituer des coulées de solifluxion plus épaisses au nord de la Bretagne que sur la façade méridionale. Par conséquent, les principales falaises de head se localisent sur les rivages de la rade de Brest, sur les côtes du Léon et de Trégor, ainsi qu'en baie de Saint-Brieuc. Elles ne forment qu'en de rares endroits un linéaire continu sur plusieurs kilomètres. Le plus souvent, ces falaises sont encadrées par des pointes rocheuses dont la plus forte résistance à l'érosion a entraîné leur mise en saillie progressive sur la côte. A proximité de nos secteurs d'étude, les falaises de head occupent donc un linéaire côtier de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres tout au plus. Leur hauteur est très variable en fonction de l'épaisseur du matériel soliflué et varie généralement entre 5 m et 10 m.

En rade de Brest, les falaises de head les plus importantes se retrouvent dans la partie méridionale où, de Lanvéoc à Landevennec, elles forment une ligne de rivage quasi-ininterrompue sur un linéaire côtier de près de 20 km, tandis que leur hauteur dépasse 25 m par endroits (figure 26). Ce secteur d'alimentation a permis la mise en place des flèches les plus massives de la rade (e.g. Sillon des Anglais) dont certaines ont été détruites au cours du XX^e siècle par des installations portuaires (e.g. Poulmic, Lanvéoc), comme nous le verrons ultérieurement.

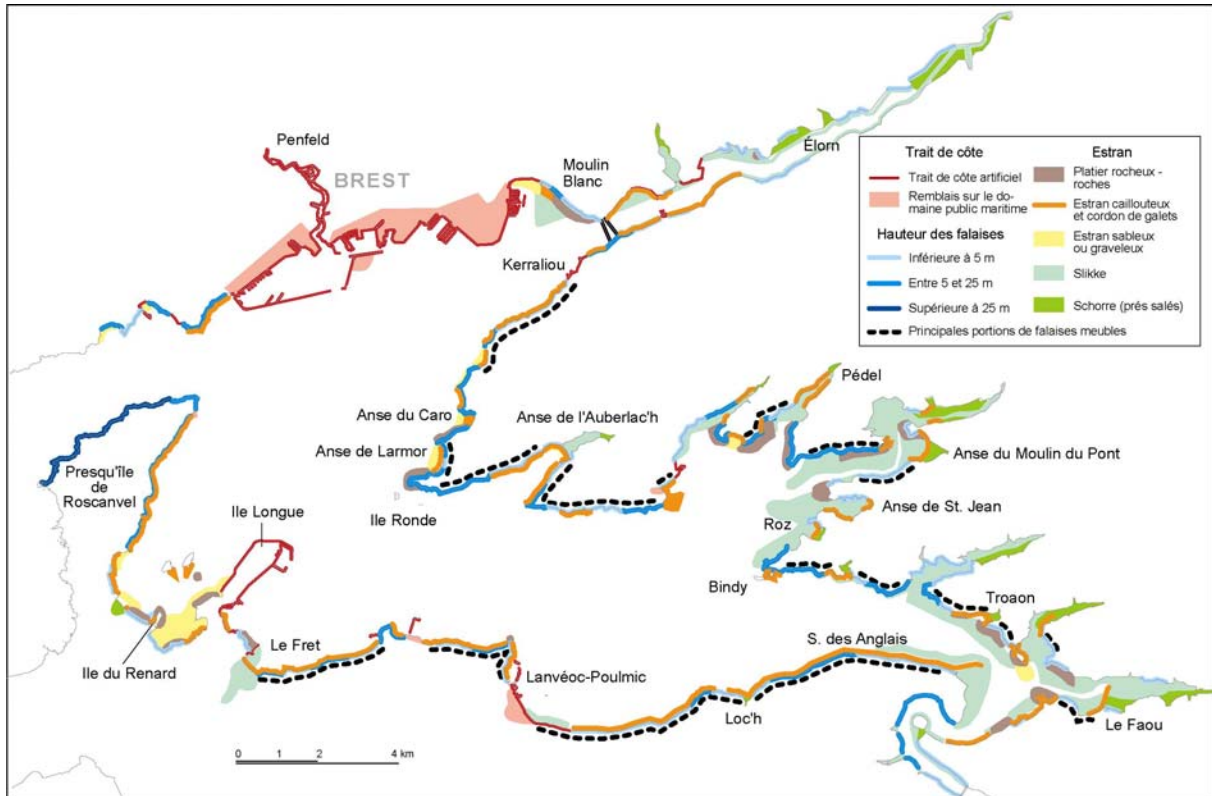


Figure 26 : Principaux éléments morphologiques du littoral de la rade de Brest (source des données : Contrat de Baie - rade de Brest, 2002).

2-3-1-2- Les autres falaises meubles

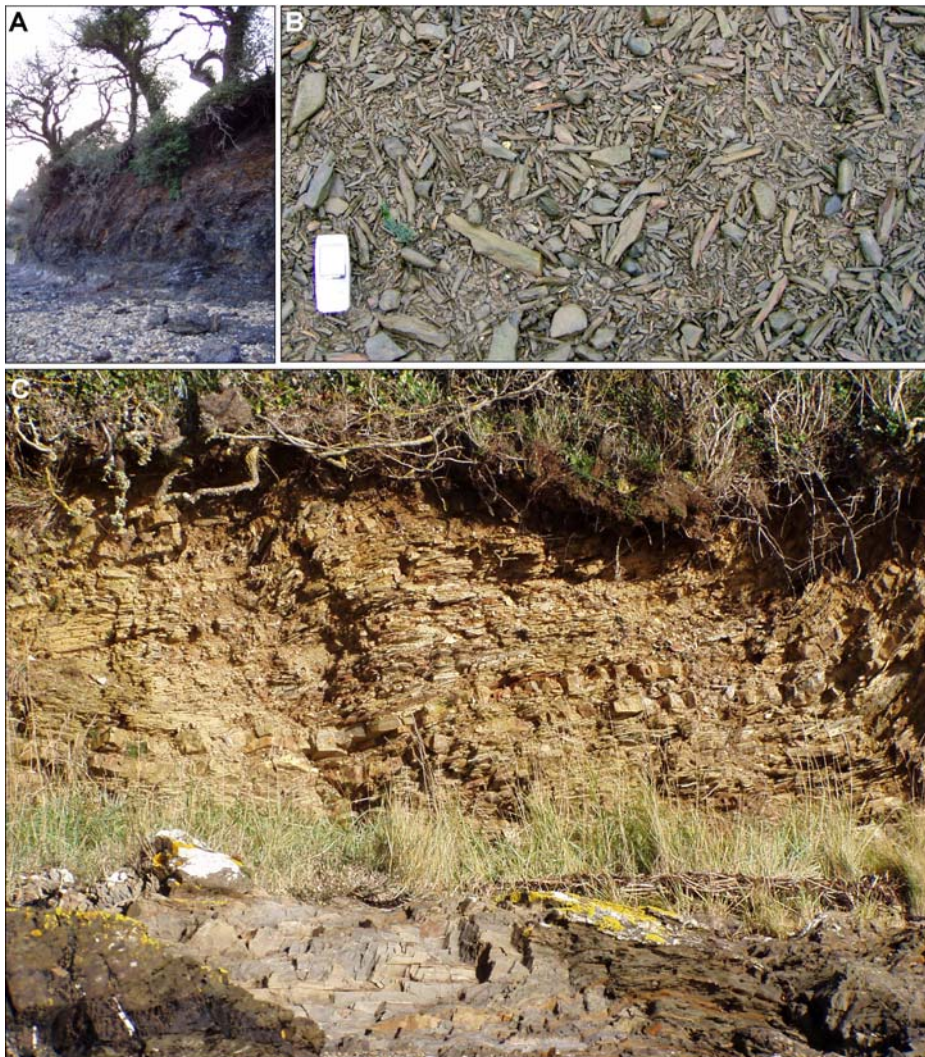
Localement, certaines falaises sont taillées dans un matériel meuble qui se différencie cependant du head par la nature et l'origine des matériaux qui les constituent. Cet aspect mérite d'être souligné dans l'anse de Bétahon où se situe l'une des flèches de galets que nous étudions. Cette flèche bénéficie d'apports en matériel grossier provenant du recul des falaises de Croménac'h, situées dans la partie occidentale de l'anse (photographie 7). Ces falaises couvrent un linéaire d'environ 350 m et présentent une succession de plusieurs séquences stratigraphiques plio-quadernaires de granulométrie variable (Plaine *et al.*, 1984). Une formation d'argile grise s'observe à la base. Elle est surmontée par endroits d'une formation de limons et sables ocracés reposant sur une dalle conglomératique ferruginisée qui comporte une proportion importante de galets. L'ensemble de ces dépôts correspondrait à une ancienne terrasse alluviale de la Vilaine. Leur puissance décroît vers l'est et passe d'une dizaine de mètres à environ 1,5 m. Le recul de ces falaises est particulièrement actif et le volume de sédiments libéré fera l'objet d'une quantification dans la seconde partie de notre travail. Dans ce secteur où les formes d'accumulation littorales sont essentiellement sableuses, il est certain que la présence de galets est directement liée à l'affleurement du conglomérat constitué de matériaux grossiers.



Photographie 7 : Falaises de Cromenach, partie occidentale de l'anse de Bétahon (cliché : P. Stéphan, 2007).

2-3-1-3- Les falaises rocheuses

Dès lors qu'elles sont taillées dans des formations tendres, les falaises rocheuses sont également susceptibles de fournir des quantités significatives de sédiments grossiers aux rivages. Dans la partie orientale de la rade de Brest, les falaises de schistes dévoniens très tendres et désintégrés par la gélivation des périodes froides du Quaternaire constituent localement une source sédimentaire importante (photographie 8).



Photographie 8 : Falaises taillées dans les schistes dévoniens en rade de Brest. A. Falaises de Porzguen. B. Lames de schistes dans l'anse du Roz. C. Falaise de Troaon (clichés : P. Stéphan).

La raideur et la fraîcheur de leur profil démontrent que, même dans les parties très abritées de la rade, l'action érosive des vagues est loin d'être négligeable. Ces falaises, dont la hauteur dépasse rarement une dizaine de mètres, se délitent le plus souvent en plaquettes ou en lames relativement grossières qui sont facilement fragmentées par les vagues (photographie 8B). Certaines flèches de la rade sont quasi-exclusivement constituées de ce type de matériel. Par ailleurs, dans l'anse de Bétahon, la partie la plus occidentale des falaises de Cromenach est également taillée dans une roche cohérente, mais particulièrement tendre, puisqu'il s'agit de micaschistes fortement arénisés. Là encore, la falaise semble connaître un recul relativement rapide.

2-3-2- Le remaniement des dépôts immergés dans les petits fonds

Les apports actuels en galets liés au remaniement de dépôts immergés dans les petits fonds sont également possibles. Le transport de sédiments grossiers, des étages infralittoral et médiolittoral vers les cordons de galets, s'effectue par l'intermédiaire des algues à crampons (figure 27, photographie 9). Ce mode de transport a été décrit par de nombreux auteurs (Kudrass, 1974 ; Morel *et al.*, 1993 ; Morel, 1997 ; Boigné 2003). Le développement d'algues attachées aux galets augmente la flottabilité des sédiments qui tendent à remonter jusqu'au rivage dès lors que l'action des houles se fait sentir sur les petits fonds. Comme l'ont montré Fichaut et Suanez (2007) dans l'archipel de Molène, ce type d'apport ne semble pas contribuer de façon significative à l'alimentation actuelle des rivages en galets, la plupart des dépôts immergés dans les petits fonds ayant été repoussés à la côte.

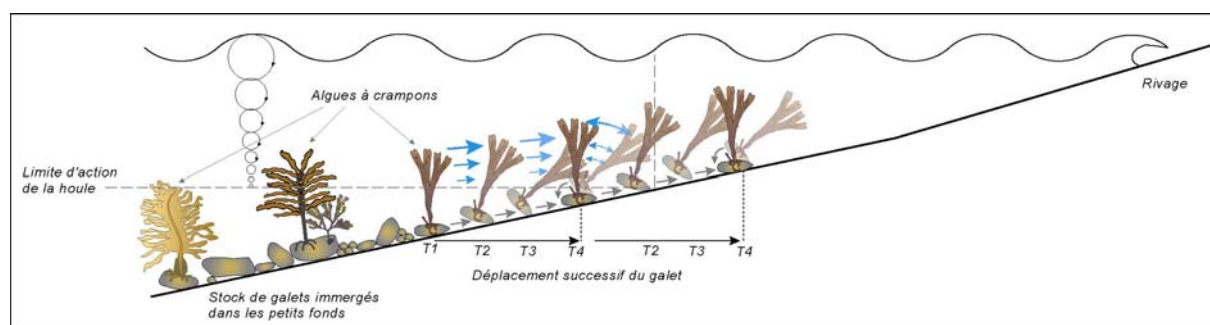


Figure 27 : Transport des galets immergés dans les petits fonds par l'intermédiaire des algues à crampons.

2-3-3- L'érosion des formes sédimentaires héritées ou fossiles sur l'estran

L'érosion de formes sédimentaires héritées ou fossiles (anciennes plages ou cordons) peut également constituer une source d'apports actuelle en matériel grossier pour certaines flèches de galets. En effet, d'anciennes formes d'accumulation d'âge holocène et parfois même d'âge éémien se trouvent actuellement en arrière de quelques cordons actuels. Dès lors qu'elles sont soumises à l'attaque des vagues, à la suite d'un recul du trait de côte, ces accumulations fossiles peuvent alimenter l'estran en galets.

Sur le Sillon de Talbert, par exemple, il subsiste encore aujourd'hui quelques lambeaux d'un ancien cordon éémien en avant de la flèche sur l'estran (Le Page, 1967) (photographie 10). Les anciens galets sont cimentés par une matrice argilo-limoneuse fortement ferruginisée ayant résisté, par endroits, à l'action érosive de la dynamique marine. Lors des fortes tempêtes, ce matériel peut toutefois être attaqué par les vagues et venir alimenter le cordon actuel. Nous verrons ultérieurement que les apports de ce type sont toutefois très médiocres aujourd'hui, compte tenu du faible volume de ce stock sédimentaire fossile.



Photographie 9 : Galet transporté par une algue à crampons (Cliché : S. Suanez).



Photographie 10 : Lambeau d'un ancien cordon de galets probablement d'âge éémien, soliflué durant le Weichselien et actuellement situé sur l'avant-côte du Sillon de Talbert (cliché : P. Stéphan).

Dans le secteur de Troaon, en rade de Brest, une ancienne flèche littorale aujourd'hui protégée par le cordon actuel est sapée en micro-falaise par les courants de marée qui exportent une partie des sédiments sur l'estran. Cette érosion fournit également une certaine quantité de sédiments grossiers à la côte. Une situation assez similaire a été observée sur le site du Loc'h (Stéphan, 2004 ; Stéphan *et al.*, 2005b) où une brèche s'est ouverte récemment dans le cordon fossile situé derrière la flèche actuelle. Les galets prélevés à la brèche ont été transportés vers le bas de plage par l'intermédiaire des chenaux de marée (figure 28), pour venir former un vaste delta de jusant en avant du cordon actuel. Ces exemples montrent donc que, localement, les apports provenant de formes sédimentaires héritées ne sont pas à négliger.

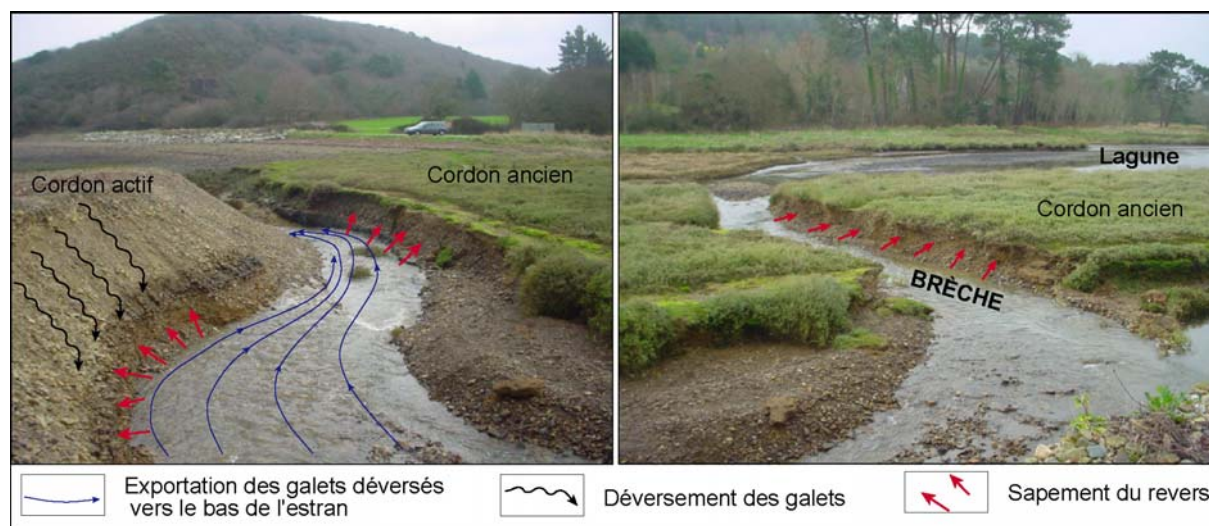


Figure 28 : Erosion du cordon ancien au Loc'h et exportation des galets vers le bas de l'estran (clichés : P. Stéphan, 2004).

2-3-4- Le démantèlement des platiers rocheux

Durant la transgression holocène, le démantèlement des platiers rocheux par la dynamique marine a pu constituer une importante source de galets le long de la côte du Trégor. Dans ce secteur, les platiers sont le plus souvent composés de roches granitiques ayant été affectées par une intense gélifraction au cours du Weichselien (photographie 11). Actuellement, ces roches découvrent généralement sur plusieurs centaines de mètres à basse mer et l'avant-côte se présente sous la forme d'une large plate-forme à écueils. Toutefois, les apports en provenance du platier rocheux semblent désormais très faibles. Une tentative de quantification a été réalisée par Morel (1997) sur l'avant-côte du Sillon de Talbert à partir de surfaces témoins colorées à la peinture. Bien que les zones de platier sélectionnées aient été fortement diaclasées, aucun arrachement de fragments rocheux n'a pu être constaté à l'issue de deux années d'observation.

En rade de Brest, il semble que les platiers rocheux n'ont jamais livré une quantité significative de matériel grossier à la côte. Dans ce secteur, ils présentent généralement une faible superficie et, bien qu'ils soient principalement constitués de schistes très altérés ou gélivés, le faible hydrodynamisme de la rade a réduit les possibilités d'érosion des platiers par les vagues.



Photographie 11 : Bloc de granodiorite du Talbert affecté par la gélifraction (Sillon du Talbert).

2-3-5- La fraction sableuse interstitielle

Enfin, il convient de préciser qu'une part importante du matériel constituant les flèches de galets en Bretagne est également représentée par la fraction sableuse interstitielle. En rade de Brest, ces sables proviennent également des falaises alimentant les flèches en galets, auxquels s'ajoute une fraction bioclastique parfois importante (Berthois et Guilcher, 1959), liée notamment à la présence d'organismes encroûtants (maërl) sur l'avant-côte proche (Coum, 1979 ; Fichaut, 1984 ; Hily, 1984). En revanche, aucun apport sableux ne peut provenir de la mer d'Iroise avec laquelle la rade communique par un goulet étroit et profond, balayé par de puissants courants de marée. Les grandes houles océaniques d'ouest ne peuvent donc remonter les sables jusque dans les parties internes de la rade de Brest. Ainsi, les analyses de nombreux prélèvements sédimentologiques réalisés dans le fond de la rade par Fichaut (1984) ont mis en évidence l'absence d'apports sédimentaires exogènes. Par ailleurs, les volumes de sables apportés par les fleuves côtiers semblent extrêmement réduits. Même si la rade draine un ensemble de bassins versants d'une superficie de 2 750 km², ceux-ci sont installés sur un substrat sédimentaire schisteux dont l'érosion livre essentiellement des éléments fins. Les études réalisées par Berthois et Auffret (1970b) et Bassoulet (1979) sur l'Aulne ont uniquement insisté sur les apports de matière en suspension, représentant environ 10 000 tonnes de sédiment sec par an. En revanche, la charge de fond n'a pas fait l'objet d'une quantification en raison des faibles volumes qu'elle représente.

Sur les secteurs nord et sud de Bretagne, les apports sableux livrés par les fleuves côtiers semblent également limités. En revanche, les sables interstitiels peuvent provenir des petits-fonds. Aucune donnée n'est disponible à proximité de nos secteurs d'étude. Toutefois, les travaux réalisés par Hénaff et Jegu (1995) en rade d'Audierne ont révélé les possibilités d'apports sableux en provenance de l'avant-côte sous l'effet des houles longues balayant les sédiments vers le rivage. Pour

éviter l'ensablement du port d'Audierne, 25 000 à 30 000 m³ de sédiments sont extraits annuellement dans ce secteur. Cela démontre que localement, ce type d'apport peut être considérable. Sur la côte nord de Bretagne, Pinot (1998a) a montré un phénomène similaire en baie de Lannion.

2-4- Conclusion partielle

La répartition des accumulations de galets le long des côtes de Bretagne est actuellement très inégale. Quatre principaux secteurs concentrent l'essentiel des cordons de galets à l'échelle régionale. Un premier secteur s'étend de la baie de Saint-Brieux à la baie de Morlaix au sein duquel il est possible de distinguer les deux flèches du Sillon de Talbert et du Linkin. Un deuxième secteur correspond à la rade de Brest et rassemble une multitude de flèches à pointe libre. Le fond de la baie d'Audierne constitue un troisième secteur côtier sur lequel dominant les galets, même si le stock de matériel grossier a considérablement diminué à l'issue de prélèvements massifs opérés au cours du XX^e siècle. Enfin, en mer d'Iroise, se dissémine un ensemble d'accumulations de galets sur les îles d'Ouessant, de Sein et dans l'archipel de Molène. En revanche, les cordons de galets sont quasiment absents sur la façade méridionale de Bretagne où seules quelques accumulations comportent une part relativement importante de matériel grossier, liée aux particularités locales de certaines sources sédimentaires. C'est notamment le cas des flèches de Dibenn et de Bétahon. Cette inégale répartition s'explique par une disponibilité en galets très variable le long de la côte, liée à l'histoire quaternaire des rivages de Bretagne.

En effet, les galets actuels sont, pour l'essentiel, le produit de la fragmentation de la roche cohérente par la gélifraction en ambiance périglaciaire lors des phases froides du Quaternaire. Lors de la transgression post-glaciaire, les galets initialement répartis sur la plate-forme continentale ont été remobilisés en masse seulement là où s'étaient précédemment constitués d'importants dépôts de head et de vastes nappes alluviales. Par conséquent, seuls quelques secteurs littoraux ont permis la mise en place d'importantes accumulations de galets remontant progressivement les pentes de la plate-forme continentale, au rythme de la transgression holocène. En outre, dans les régions très accidentées, les obstacles topographiques ont empêché la poursuite de ce transit. Aussi, lorsque vers 6 000 BP, le niveau marin atteint une position voisine de l'actuelle, la répartition des cordons de galets le long des côtes de Bretagne est déjà très inégale. Par la suite, les rivages ont pu bénéficier des apports provenant de l'érosion des falaises de head, là où d'épaisses coulées de solifluxion s'étaient constituées. En rade de Brest, par exemple, la configuration de la côte a empêché la remontée des galets lors de la transgression holocène et ce n'est qu'après son envahissement par la mer que les accumulations de galets se sont mises en place, bénéficiant de l'abondance du matériel soliflué sur les versants.

Actuellement, les falaises de head constituent encore la principale source d'approvisionnement sédimentaire des cordons de galets. Sur la façade méridionale de Bretagne, l'épaisseur réduite de ces dépôts explique probablement l'absence de véritables accumulations de galets. En outre, d'autres sources peuvent localement alimenter l'estran en matériel grossier, telles que les falaises de roche tendre, les formes sédimentaires fossiles sur l'estran, les platiers rocheux en cours de démantèlement ou encore d'anciens dépôts alluviaux comme ceux qui constituent les falaises de Cromenach. Enfin, il ne faut pas négliger les apports sableux en provenance des petits-fonds qui peuvent contribuer à l'alimentation de la fraction interstitielle des cordons de galets.

3- Le découpage du littoral : facteur favorable à la mise en place des flèches en rade de Brest

Le nombre et la diversité des flèches de galets en rade de Brest nous incitent à considérer le découpage du littoral comme un facteur essentiel dans la mise en place de ce type d'accumulation sédimentaire. Dans un premier temps, nous rappellerons l'origine de ce découpage, hérité de l'histoire géologique locale. Dans un second temps, nous insisterons sur la faible dimension des flèches de la rade résultant de ce découpage, en abordant le concept de cellule hydrosédimentaire. Dans un troisième temps, nous présenterons la variété des formes d'accumulation produites sous des conditions d'exposition très différentes le long de la côte.

3-1- Les rivages de la rade de Brest : un découpage sous le contrôle de la structure

Le fait que la rade de Brest regroupe la plupart des flèches de galets de Bretagne tient à l'extrême découpage de son littoral, directement hérité de l'histoire géologique de ce secteur. Celle-ci débute au Paléozoïque inférieur et moyen par une sédimentation marine au sein d'une vaste dépression, appelée le « synclinorium médian de Bretagne », dont la rade constitue l'extrémité occidentale. Au cours de l'orogénèse hercynienne, les formations sédimentaires sont fortement plissées, faillées et, pour certaines, métamorphisées (Garreau, 1979 ; Mottet, 1999). Ces déformations font alterner anticlinaux et synclinaux aux axes orientés grossièrement nord-est/sud-ouest, auxquels correspondent les tracés actuels des petites rias orientales de la rade.

A l'issue de l'orogénèse hercynienne, l'essentiel de la structure géologique est en place sur la rade de Brest, avant le nivellement des reliefs nés du plissement. Au milieu du Tertiaire, l'emplacement de la rade de Brest est encore imperceptible dans la topographie de l'ouest du massif armoricain (figure 29). Le réseau hydrographique, installé sur une surface d'aplanissement, rayonne à partir des régions élevées des Monts d'Arrée et s'écoule vers le nord-ouest par la vallée de l'Abert-Ildut. L'Aulne et l'Elorn viennent confluer au niveau de l'actuelle entrée du port de Brest (Hinshberger, 1970 ; Hallégouët, 1971 ; 1976b ; 1979a ; Hallégouët *et al.*, 1976 ; Fichaut, 1984).

La véritable genèse de la rade de Brest débute après l'Oligocène inférieur avec la capture de l'Aulne et de l'Elorn par un cours d'eau installé dans l'axe du goulet de Brest, évoluant par érosion régressive (figure 29). L'ensemble du réseau hydrographique s'oriente alors vers la mer d'Iroise. Ce nouveau tracé entraîne le creusement important des cours inférieurs de l'Aulne et de l'Elorn, creusement nettement favorisé à l'emplacement de la rade actuelle par l'érosion différentielle particulièrement efficace dans les schistes précambriens et paléozoïques. Des cours d'eau de moindre importance exploitent également les bandes appalachiennes de roche tendre et les zones de fracture.

Les variations eustatiques de la fin du Tertiaire et du Quaternaire s'accompagnent d'une alternance de submersions et d'exondations de la rade. Lors des phases froides, la rade est soumise à des processus d'érosion continentale (creusement des vallées, gélifraction et solifluxion sur les versants) qui surexploitent les nombreuses zones de faiblesse litho-structurales. Une fois ennoyés lors des interglaciaires, ces reliefs donnent naissance à un littoral extrêmement découpé.

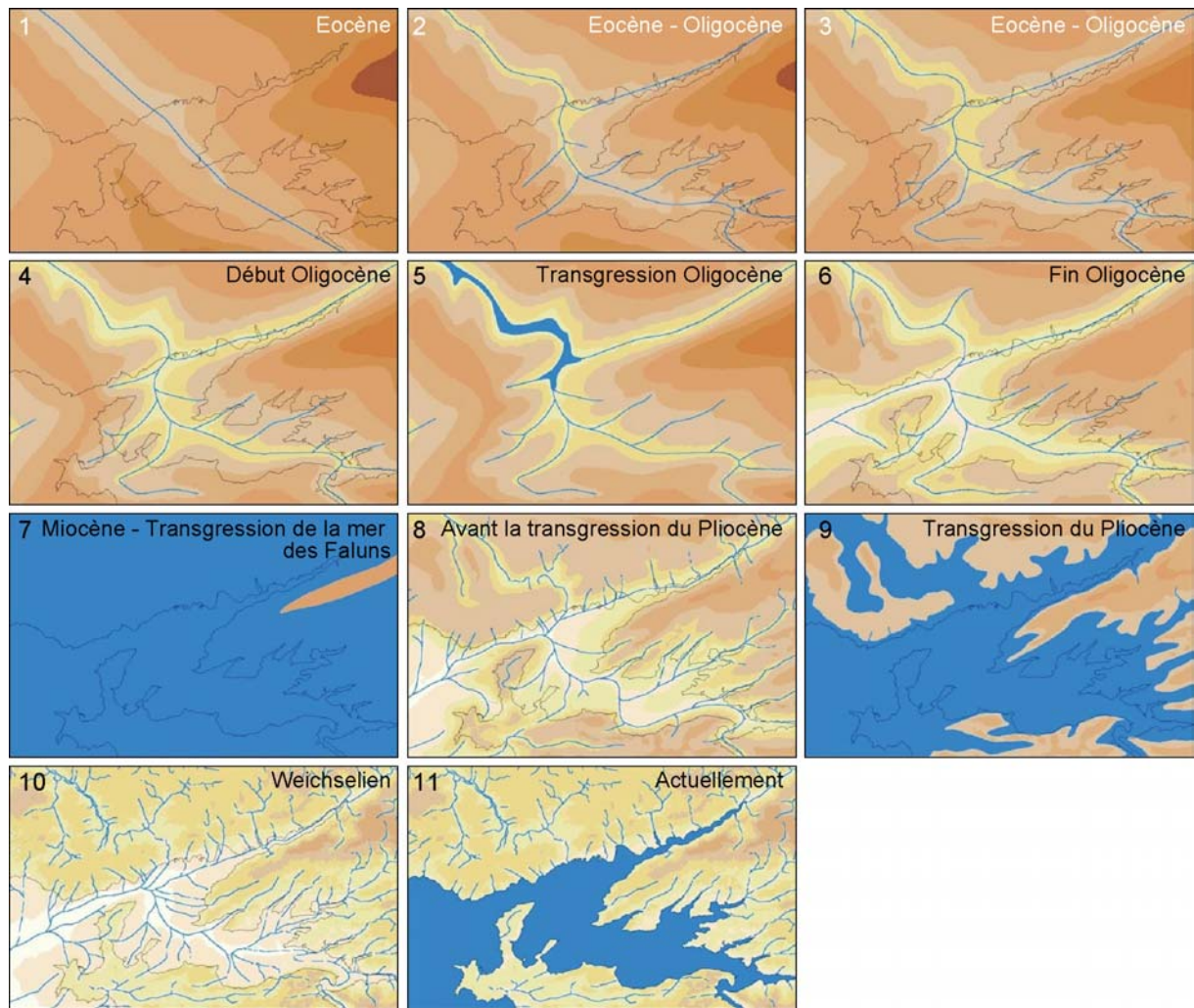


Figure 29 : Schéma d'évolution de la rade de Brest depuis le Tertiaire (d'après Hallégouët, 1994).

3-2- Cellule hydrosédimentaire de dimension modeste et petitesse des flèches littorales en rade de Brest

Contrairement à la côte picarde, par exemple, qui a vu la mise en place de la grande flèche du Hourdel (Costa, 1997 ; Dolique, 1998, 1999, 2002), l'extrême découpage du littoral en rade de Brest n'a pas permis le développement de flèches à pointe libre de grande dimension. En effet, le tracé de la côte a donné naissance à une multitude de cellules hydrosédimentaires de taille modeste.

Le concept de cellules hydrosédimentaires, développé par May et Tanner (1973), se base à l'origine sur la notion de distribution des énergies de houles le long de la côte. Une cellule se définit par la succession de trois unités distinctes, chacune caractérisée par un bilan sédimentaire particulier. Une première unité, en érosion, contribue à l'alimentation du rivage en sédiments. Une seconde unité, au bilan sédimentaire relativement équilibré, est dominée par un transit de matériel en direction d'une troisième unité, au bilan excédentaire, où prédomine le dépôt des sédiments. Les limites des cellules correspondent à des ruptures dans la continuité du transit littoral qui sont parfois difficiles à identifier. Bray *et al.* (1995) ont établi une typologie des différentes limites de cellules (figure 30). Les auteurs distinguent les limites fixes et les limites mobiles. Les limites fixes correspondent à un obstacle qui peut être naturel (caps, pointe rocheuse, estuaire) ou anthropique (digue, jetée portuaire, épi). Les limites mobiles sont associées à des variations que connaissent les facteurs responsables du transport sédimentaire le long du littoral (diminution de l'énergie des houles formant une zone

d'accrétion, par exemple). Lorsque ces limites bloquent complètement le transport sédimentaire, elles sont dites imperméables. Si le matériel sédimentaire franchit partiellement la limite, celle-ci est dite perméable.

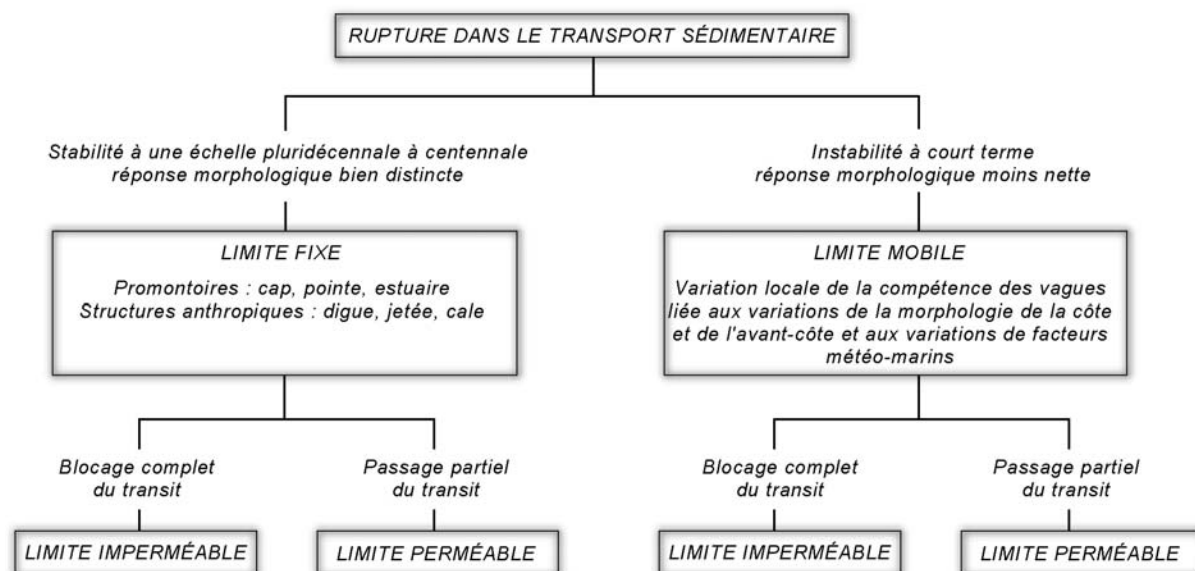


Figure 30 : Typologie des différentes limites de cellules hydrosédimentaires (d'après Bray *et al.*, 1995 ; Dolique, 1998)

En rade de Brest, l'extrême découpage de la côte n'a pas permis le développement de grandes cellules hydrosédimentaires (figures 31, 32, 33). Généralement, les secteurs d'alimentation, de transport et de dépôt n'occupent qu'un faible linéaire côtier. En outre, dans la partie orientale de la rade, les cellules hydrosédimentaires sont délimitées par la présence de nombreuses rias et pointes rocheuses totalement imperméables au transit des sédiments. La configuration générale du trait de côte a donc entraîné la segmentation du littoral en un grand nombre de petites cellules hydrosédimentaires dans lesquelles les formes d'accumulation sont le plus souvent situées à proximité des secteurs d'alimentation. En outre, ces derniers n'ont livré qu'une quantité réduite de sédiments compte tenu de leur faible extension le long de la côte. Ainsi s'explique la petitesse des flèches de galets en rade de Brest.

En contrepartie, le découpage du littoral a été favorable au développement d'un nombre important de formes d'accumulation. En effet, le long de la côte, les grandes indentations du rivage font se succéder les secteurs directement soumis aux agents d'érosion et de transport des sédiments grossiers (caps), et les portions de moindre hydrodynamisme (anses, rias) où le relèvement progressif des fonds a favorisé le dépôt de matériel. Ce dépôt s'est effectué le plus souvent en avant de la ligne de rivage, les vagues ne disposant pas d'une énergie suffisante pour repousser les sédiments jusqu'au littoral. En effet, nous avons vu précédemment que la rade de Brest est caractérisée par un hydrodynamisme faible à modéré. Ainsi, se sont formées les flèches de mi-baie, à mi distance entre l'entrée et le fond des baies et des anses. En outre, les petites indentations du littoral ont également favorisé le détachement des formes d'accumulation par rapport au rivage. Les inflexions du trait de côte ont été partiellement gommées par la mise en place des flèches qui ont constitué, dans ce cas, un élément de régularisation du tracé littoral.

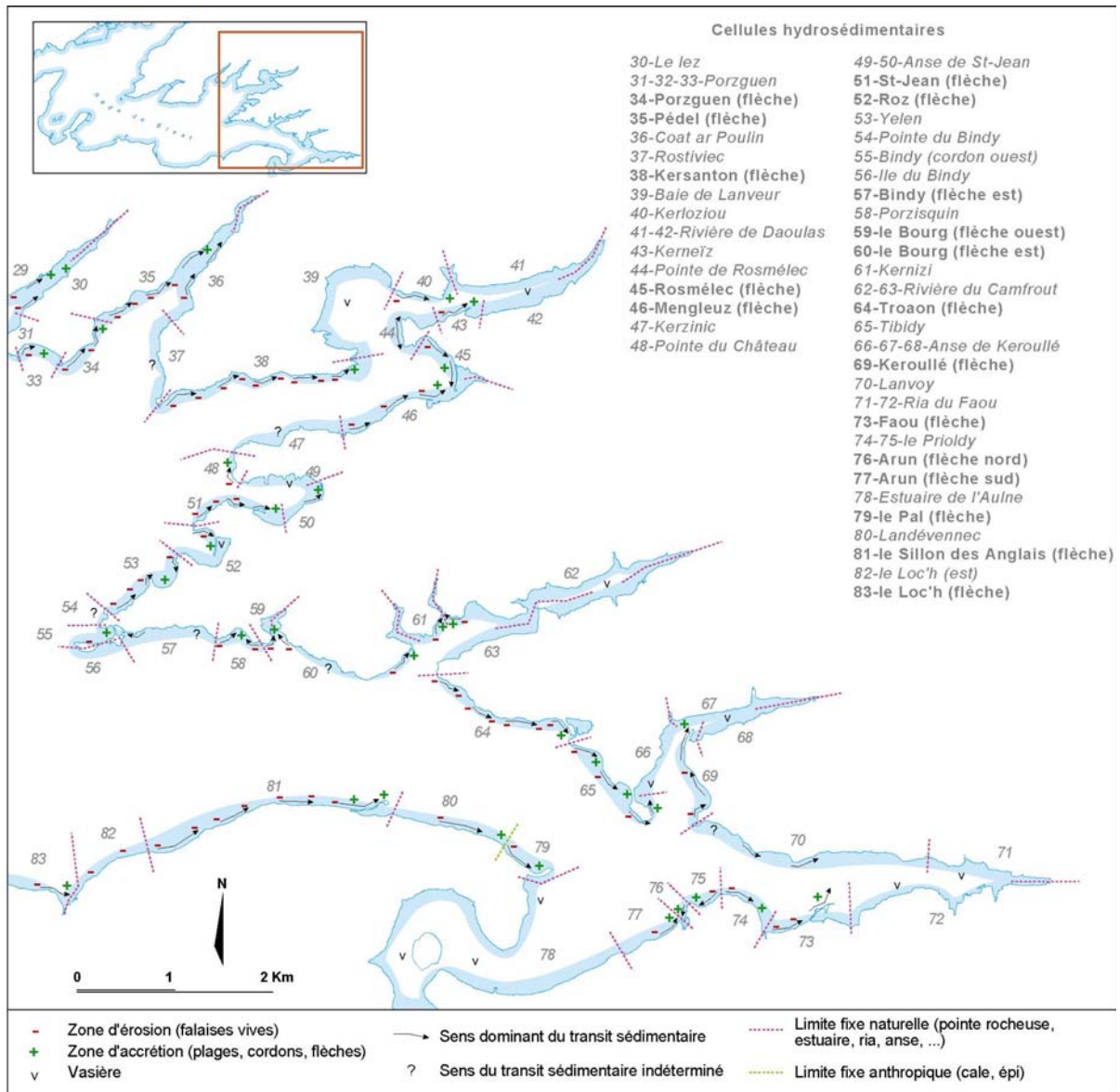


Figure 31 : Découpage du littoral oriental de la rade de Brest en cellules hydrosédimentaires.

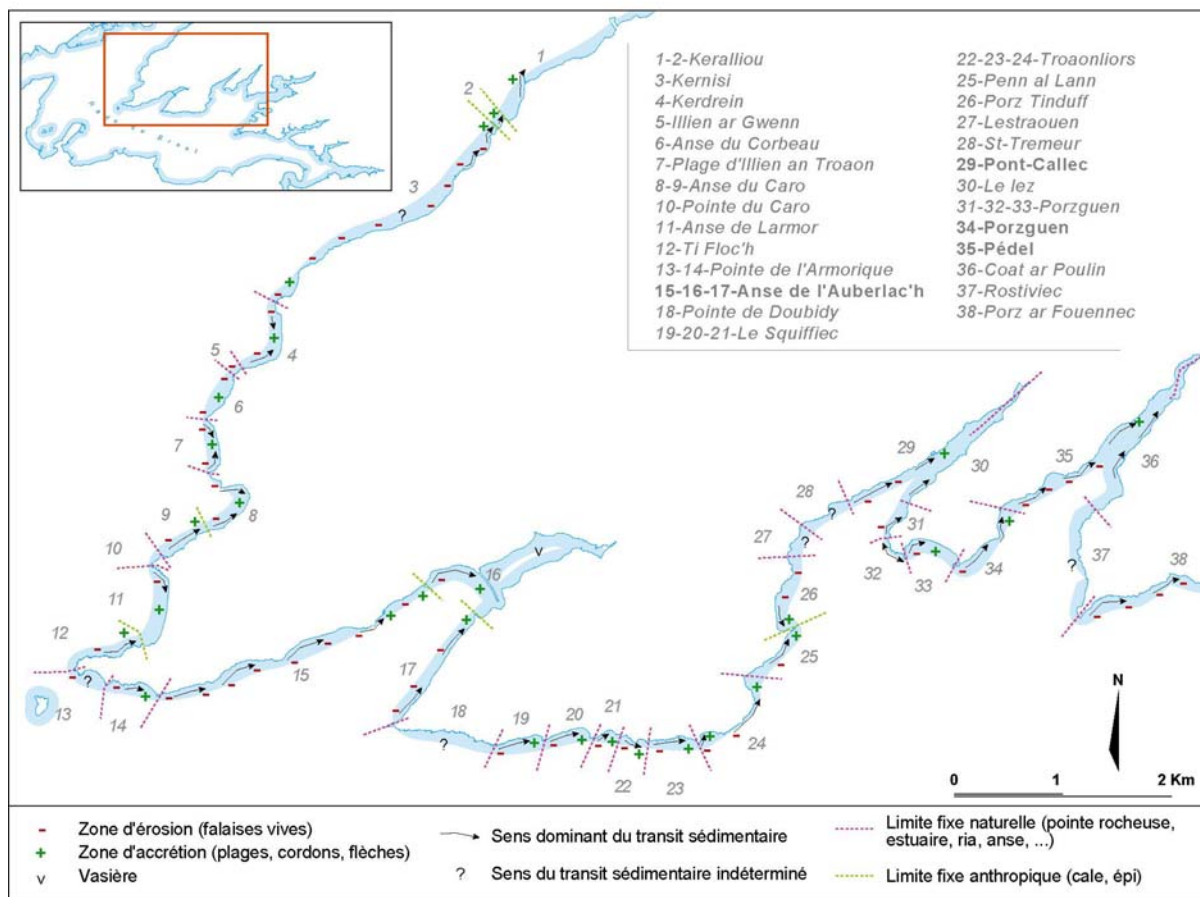


Figure 32 : Délimitation des cellules hydrosédimentaires dans la partie nord orientale de la rade de Brest.

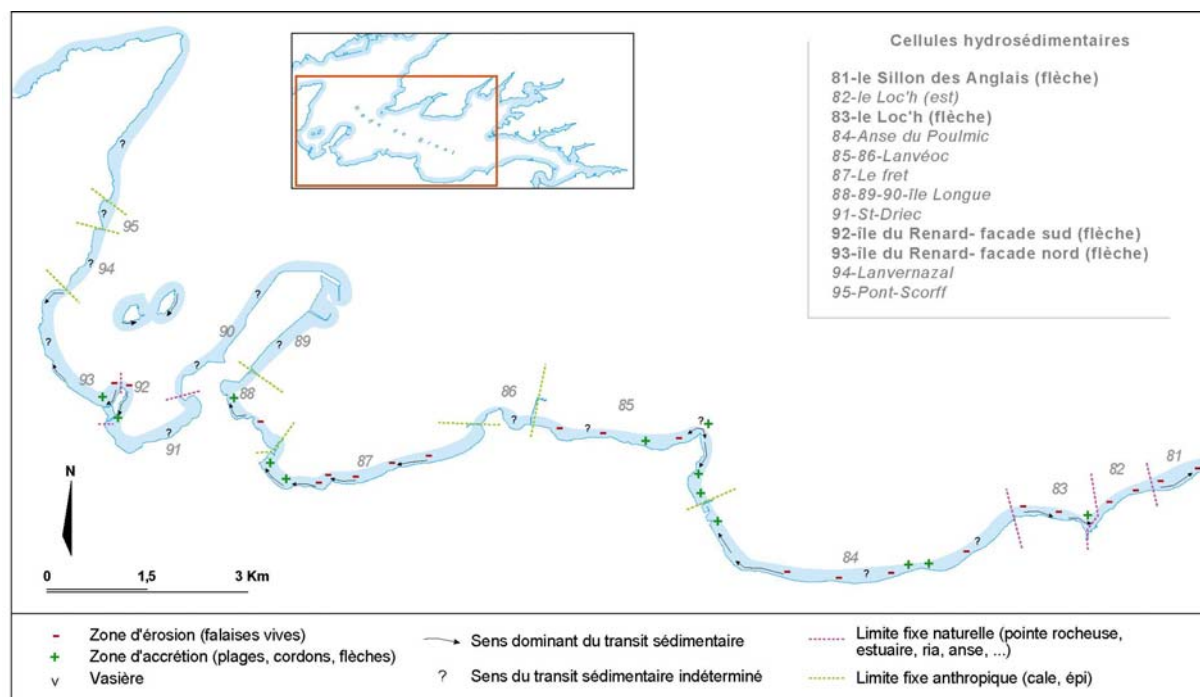


Figure 33 : Découpage du littoral méridional de la rade de Brest en cellules hydrosédimentaires.

3-3- Variété des conditions d'exposition et diversité morphologique des formes d'accumulation

En rade de Brest, le caractère particulièrement découpé du rivage a favorisé la mise en place d'un grand nombre de cordons littoraux (figure 34), selon des configurations très variables en fonction de l'orientation de la côte par rapport aux directions dominantes des vagues et aux sens des transits sédimentaires. Comme l'a fait remarqué Guilcher *et al.* (1957), cet ensemble peut être considéré comme «le plus intéressant de toute la côte française de la Manche et de l'Atlantique, après celui de la côte picarde» en raison du nombre et de l'étonnante diversité de ces édifices sédimentaires. L'inventaire de ces formes d'accumulation réalisé il y a plus de cinquante ans par Guilcher *et al.* (1957) a récemment fait l'objet d'une réactualisation (Stéphan, 2004, 2007).

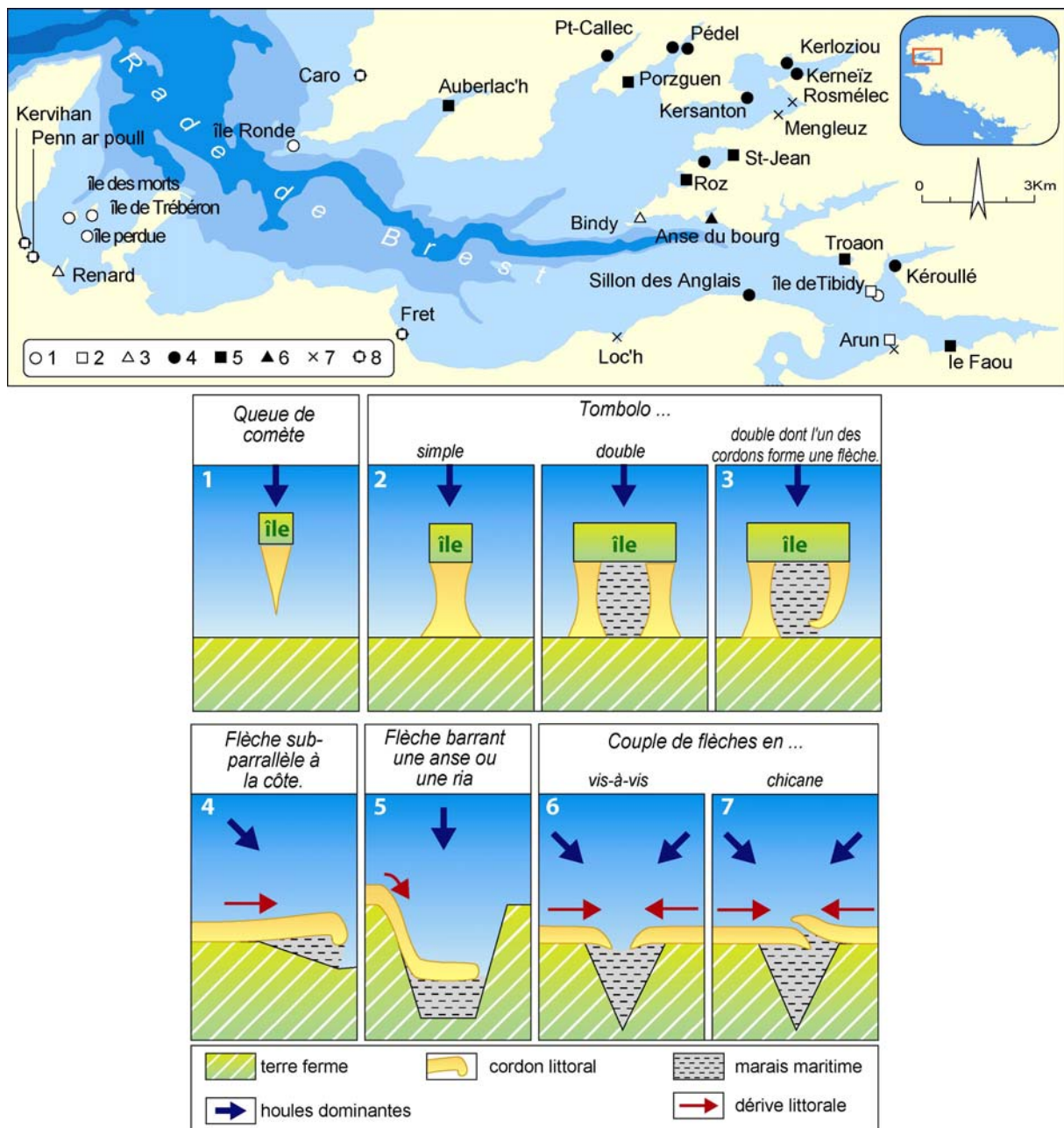


Figure 34 : Localisation et typologie des principaux cordons littoraux de la rade de Brest. 1 : queues de comète, 2 : Tombolo simple, 3 : Tombolo double, 4 : flèche sub-parallèle à la côte, 5 : Flèche barrant un estuaire, 6 : Flèche en vis-à-vis, 7 : Flèche en chicane, 8 : Cordon littoral artificialisé ou détruit (Stéphan, 2007).

Ce travail a permis de recenser 37 formes d'accumulation non adossées à la côte. Parmi elles, une vingtaine de flèches à pointe libre a été identifiée (figure 34). Nous présenterons donc cet ensemble d'accumulations littorales en distinguant successivement les queues de comète, les tombolos, les flèches sub-parallèles à la côte, les flèches barrant une anse ou une ria et les couples de flèches en vis-à-vis ou en chicane.

3-3-1- Les queues de comète

Les queues de comète sont des accumulations mises en place à l'abri d'une île ou d'un îlot rocheux auquel elles se rattachent (figure 35). Elles s'étirent ainsi dans le sens des vagues incidentes. En rade de Brest, il est possible de dénombrer six queues de comète, réparties entre les îles de Trébéron, l'île des Morts et l'île Perdue au large de Roscanvel, de l'île Ronde proche de la Pointe de l'Armorique à Plougastel-Daoulas, et de l'île de Tibidy à l'Hopital-Camfrout (figure 34).

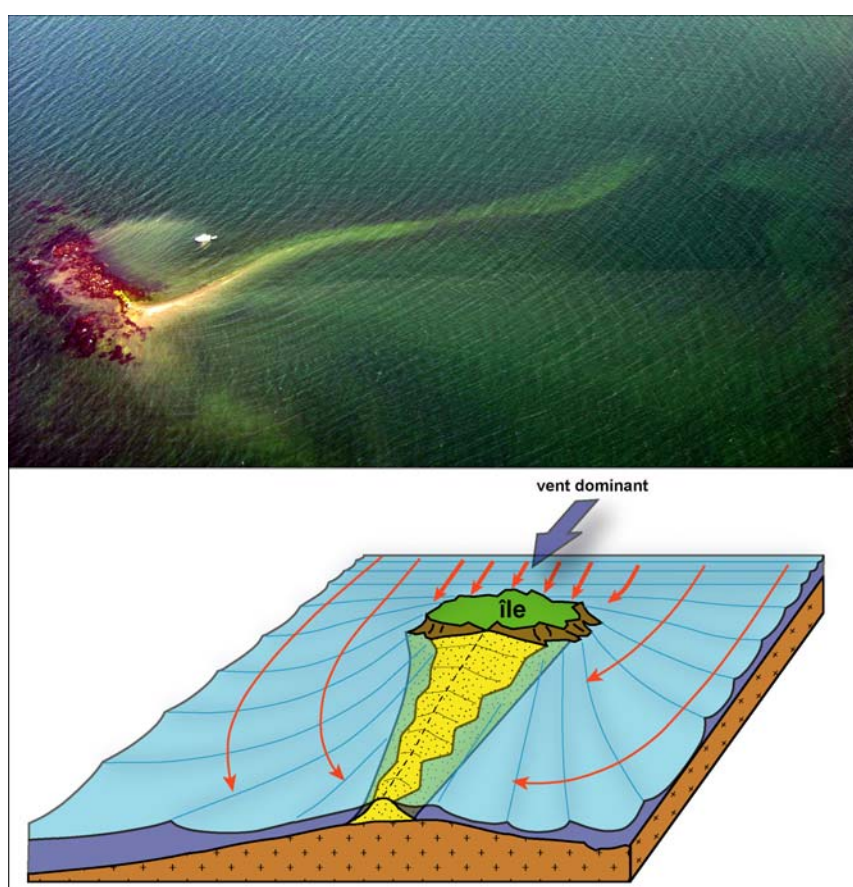


Figure 35 : Queue de comète de l'île Perdue et schéma de mise en place en position de fuite par rapport aux vagues incidentes (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

La queue de comète de l'île Ronde est située dans la partie orientale de l'île où elle forme une pointe triangulaire faisant saillie vers l'est sur une cinquantaine de mètres. Le site étant propriété de la Marine Nationale, il n'a jamais été étudié en détail.

Il en est de même pour les queues de comète de l'île des Morts et de l'île de Trébéron, situées en baie de Roscanvel dans la partie occidentale de la rade. Seule, l'accumulation voisine de l'île Perdue (figure 35) donne des indications sur ces constructions littorales qui n'émergent véritablement

qu'à très basse mer (Guilcher *et al.*, 1957). Dans cette partie de la rade, les vents de nord disposent des plus grandes longueurs de fetch et expliquent que ces formes d'accumulation s'étirent toutes les trois vers le sud.

Enfin, deux petites queues de comète submersibles à haute mer peuvent également être observées à l'abri de l'île de Tibidy. Elles s'allongent vers le nord sur une distance de 50 à 80 m avant de se recourber légèrement vers l'est à leur extrémité distale.

3-3-2- Les tombolos

Les tombolos sont des accumulations reliant une île à la terre ferme. En rade de Brest, toutes les îles situées à moins de 200 m du rivage sont aujourd'hui rattachées au continent par une forme d'accumulation sédimentaire, qu'il s'agisse des îles de Tibidy, d'Arun (photographie), du Renard ou du Bindy (photographie 12).



Photographie 12 : Tombolo simple reliant l'île d'Arun au continent. On notera également en arrière-plan les flèches en chicane d'Arun, abritant un petit marais maritime (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

Les îles d'Arun et de Tibidy sont raccordées à la terre ferme par un seul cordon. On parle alors de tombolo simple. Sur le site d'Arun, ce cordon s'étire sur une longueur d'environ 150 m. Il est particulièrement surbaissé en raison du passage fréquent de véhicules automobiles sur la crête. Aussi, est-il recouvert par la mer à chaque marée de vive-eau. Couronné de graviers schisteux et de sables, il comporte plus bas des galets de quelques centimètres de longueur. Guilcher *et al.* (1957) ont pu observer les témoins d'un ancien cordon du côté du continent, taillé en falaise de 1,1 m de hauteur où le gravier ancien couronnait un head argileux. Ces dépôts ont été interprétés comme étant les restes d'un ancien tombolo, plus élevé que l'actuel. Aujourd'hui, le recul de cette falaise a fait disparaître ce qu'il restait de l'ancien cordon.

Le tombolo simple de Tibidy est situé dans la partie orientale de la rade de Brest et marque la rive occidentale de l'anse de Keroullé. Il s'allonge du nord au sud sur une distance de 150 m. Ce cordon de galets présente un profil dissymétrique. Sa pente est plus douce à l'ouest qu'à l'est. Cela

vient du fait que le tombolo ne s'est pas construit à l'abri des vagues mais plutôt de façon à leur faire front. Il s'agit, en quelque sorte, d'un cordon qui est venu relier l'île au continent après un certain recul, peut-être sous l'effet d'un mouvement transgressif de la mer (figure 36). Le front du cordon est donc tourné vers la rade tandis que son revers se tourne vers l'anse de Keroullé. A l'est de ce tombolo s'étend un schorre de 10,6 ha dont les chenaux qui le parcourent dessinent un réseau très hiérarchisé. En 1957, Guilcher *et al.* (1957) notaient déjà une artificialisation du cordon à travers l'installation d'une route.

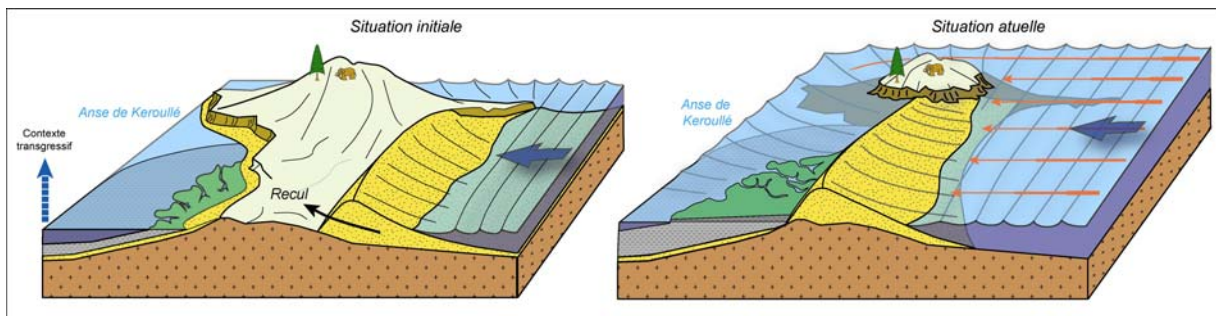


Figure 36 : Evolution probable du site de Tibidy ayant permis le rattachement de l'île au continent par un tombolo faisant front aux vagues incidentes.

Les îles du Bindy et du Renard étant suffisamment larges, elles ont permis la formation de deux tombolos distincts, enfermant une zone interne légèrement déprimée occupée par un marais maritime. Ce type de configuration est appelé tombolo double. Sur les côtes à fort marnage, la zone interne communique avec la mer par l'intermédiaire d'une passe, quotidiennement entretenue par les courants de marée qui assurent le remplissage et la vidange du marais maritime. Cette passe empêche alors le rattachement à la terre ferme d'une extrémité d'un des deux cordons, créant ainsi une flèche à pointe libre (photographie 13).



Photographie 13 : Tombolo double du Bindy (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

L'île du Bindy se trouve à la pointe de la presqu'île de Logonna-Daoulas, dans la partie orientale de la rade de Brest. Elle est rattachée à la terre par un tombolo double assez complexe. La branche ouest du tombolo est très massive et son sommet est largement végétalisé. Elle est longue de 130 m et présente un tracé légèrement arqué, tourné vers l'ouest. Comme le tombolo de Tibidy, ce cordon ne s'est pas construit à l'abri de l'île. Il s'est mis en place de façon à faire front aux vagues venant de l'ouest. Il a également un profil transversal très dissymétrique. La pente du revers est plus accusée que celle du front. D'après Guilcher *et al.* (1957), ce cordon était déjà en place avant que ne s'édifie la seconde accumulation de galets. Celle-ci s'allonge également sur près de 130 m et présente une pointe libre. Sa construction n'est pas liée à la situation d'abri que lui offre l'île du Bindy. Guilcher *et al.* (1957) ont montré qu'elle résulte d'une dérive littorale circulant d'est en ouest. Cette flèche est moins élevée que la précédente bien que son sommet soit également recouvert de végétation. A mesure de sa construction, la pointe de ce cordon est parvenue en position telle qu'elle est abritée de toutes les directions. A ce niveau, il n'y a plus réellement de transit sédimentaire. Aussi, la flèche ne parvient pas à atteindre l'île du Bindy. Ceci a permis le maintien d'une passe qui assure le remplissage et la vidange d'une petite lagune de 0,6 ha. A l'intérieur de cette lagune, on observe aujourd'hui un petit delta de flot. Notons enfin que depuis l'étude de Guilcher *et al.* (1957), ce tombolo a fait l'objet d'aménagements. Un parking de 2000 m² a été construit en grande partie sur le marais maritime.

Par ailleurs, les cordons de galets qui composent le tombolo du Renard sont les rares constructions littorales encore présentes dans la partie occidentale de la rade, la plupart des cordons ayant été artificialisés. Ces deux cordons sont longs de 200 m et ils enserrant un marais maritime de 1,7 ha. La branche nord-ouest du tombolo est continue. Elle supporte une chaussée qui permet la circulation automobile. En revanche, la branche sud-est est interrompue par une passe du côté du continent et se présente donc sous la forme d'une flèche à pointe libre.

3-3-3- Les flèches sub-parallèles à la côte

Les flèches sub-parallèles à la côte forment une autre catégorie de cordons qui s'allongent dans le sens du rivage mais s'en détachent légèrement dès lors qu'un léger rentrant marque localement le tracé de la côte. Treize flèches de ce type ont été recensées en rade (Stéphan, 2004) et contribuent partiellement à la régularisation du trait de côte. La plupart d'entre elles se situent sur les rives des rias orientales de la rade. Nous présenterons brièvement les flèches les plus caractéristiques de ce type d'accumulation.

3-3-3-1- La flèche de Kersanton

La flèche de Kersanton est une flèche d'abri localisée dans un léger rentrant littoral (photographie 14). Elle s'allonge d'ouest en est sur 150 m. Elle est très massive à son enracinement où sa largeur atteint 75 m, puis s'affine progressivement jusqu'à sa pointe, se recourbant légèrement vers le nord. Actuellement, elle supporte une aire de stationnement ainsi qu'un enrochement dans sa partie proximale.



Photographie 14 : Flèche de Kersanton (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

3-3-3-2- Les flèches du Pédel

Les rives nord et sud de l'anse de Penfoul en baie de Daoulas sont chacune marquées par la présence d'une flèche très allongée qui s'ancre dans la partie aval de l'estuaire et s'étire vers l'amont. Ici, le trait de côte est caractérisé par un grand nombre de petites indentations, les flèches viennent alors s'appuyer sur chacun des saillants à mesure de leur allongement le long du rivage. Un à un, les rentrants sont donc isolés de la mer et offrent des conditions favorables au développement de marais saumâtres.

La flèche située sur la rive nord mesure 650 m de long et 40 m de large à son enracinement. Elle est constituée d'un matériel sédimentaire relativement fin. La pointe de cette flèche présente la plus faible médiane granulométrique de tous les cordons littoraux de la rade (1,9 cm). Ce cordon barre deux petits rentrants de la côte et individualise ainsi deux petits marais maritimes d'une superficie totale de 1,6 ha. Deux cours d'eau intermittents viennent se jeter dans ces rentrants et sectionnent légèrement la flèche dans sa partie distale et proximale. Actuellement, elle est utilisée par les agriculteurs du hameau du Pédel qui l'empruntent pour accéder plus rapidement aux parcelles voisines. Des engins agricoles y circulent régulièrement, ce qui entraîne certainement un tassement de l'édifice.

La seconde flèche est ancrée à la rive sud de l'anse de Penfoul. Elle s'étire sur plus de 400 m et reste partiellement masquée par un important couvert végétal. Elle présente une multitude d'anciens crochets qui ne sont plus fonctionnels aujourd'hui, mais traduisent l'allongement progressif de la flèche vers le nord-est.

3-3-3-3- La flèche de Pont-Callec

Cette flèche se situe sur la rive nord de l'anse du Moulin Neuf et abrite un petit marais maritime de 0,6 ha. Elle s'allonge vers le nord-est sur près de 330 m et oblige le chenal drainant le marais à

s'écouler vers le nord pour rejoindre le geul de l'estuaire (photographie 15). Sa partie distale est colonisée par un schorre à spartine. Il est fréquent que des véhicules agricoles circulent sur le cordon.



Photographie 15 : Flèche de Pont-Callec (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

3-3-3-4- Les flèches de la rivière de Daoulas

La partie amont de la rivière de Daoulas, dans l'est de la rade de Brest, comporte deux flèches de galets de faible dimension : les flèches de Kerneiz et de Kerloziou. Ces cordons sont difficiles à identifier à partir des photographies aériennes car ils sont presque entièrement recouverts par la végétation. C'est pour cette raison qu'ils n'avaient pas été recensés, dans un premier temps, par Guilcher *et al.* (1957). Ils ont fait l'objet d'une publication plus récente (Guilcher, 1973). Ces deux flèches sont localisées à un endroit où le rivage forme un rentrant. Elles sont constituées de graviers et de plaquettes de schistes. Plus bas sur l'estran, on retrouve des éléments plus grossiers reposant sur de la vase. La flèche de Kerneiz s'étire sur 280 m et présente un petit crochet recourbé vers le sud. D'après Guilcher (1973), elle est plus haute à son enracinement que vers son extrémité libre. Elle est toutefois sapée en microfalaise sur la première moitié de sa longueur. Sur la rive opposée de la rivière de Daoulas, la flèche de Kerloziou est plus courte (160 m) et se recourbe, à l'inverse, vers le nord. Son sommet est recouvert par de l'obione.

3-3-3-5- La flèche de Saint-Jean

La flèche située dans l'anse de Saint-Jean en presqu'île de Logonna-Daoulas se développe sur une longueur de 380 m en s'étirant grossièrement d'ouest en est (photographie 16). Ce cordon aussi se détache de la côte à un endroit où celle-ci forme un rentrant. Son tracé est particulièrement sinueux. A deux reprises, la flèche s'incurve vers le nord avant de se recourber en crochet tourné vers le sud. En arrière s'étend un marais de 4,5 ha, largement ouvert sur l'anse de Saint-Jean.



Photographie 16 : Flèche de Saint-Jean (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

3-3-3-6- *Le Sillon des Anglais*

Le Sillon des Anglais est situé sur la côte méridionale de la rade, à Landévennec (photographie 17). Il forme la flèche la plus massive de la rade. Une accumulation aussi importante dans ce secteur littoral n'est pas surprenante. En effet, sur plus de 3 km de linéaire côtier, la dérive littorale mobilise d'ouest en est les sédiments qu'elle trouve en abondance aux pieds des puissantes falaises de head. Depuis le Loc'h de Landévennec, situé plus à l'ouest, aucune pointe rocheuse ne vient entraver la migration des matériaux le long du rivage.



Photographie 17 : Sillon des Anglais (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

Ici, le décrochement de l'accumulation par rapport au rivage s'explique par la présence d'une légère inflexion dans le tracé littoral. Une fois détaché de la côte, le dépôt s'est poursuivi en continuité avec le sens du transit sédimentaire, c'est-à-dire de façon sub-parallèle au rivage.

Le tracé de ce sillon est légèrement sinueux (photographie 17) car il est accidenté par d'anciens crochets terminaux recourbés vers la vasière qui ont été édifiés successivement lors de l'allongement de l'édifice. Guilcher *et al.* (1957) ont montré que cette succession de crochets sur le sillon était le signe d'une migration du fulcrum vers le nord-est lors des différentes phases de construction de la flèche. Ainsi, l'allongement du cordon entraîne son érosion latérale, mais également son écartement progressif du rivage.

3-3-4- Les flèches barrant une anse ou une ria

Il est possible de distinguer neuf flèches protégeant de l'action des vagues le fond des anses et favorisant la sédimentation vaseuse et la mise en place de marais maritimes en arrière. Ces accumulations résultent du dépôt de sédiments en avant de la ligne de côte dans les secteurs de diminution importante de l'énergie des vagues liée à la présence d'une large plate-forme d'avant-côte.

3-3-4-1- Le sillon de l'Auberlac'h

Cette flèche barre presque intégralement l'anse de l'Auberlac'h, située sur la côte sud de la presqu'île de Plougastel-Daoulas. Elle se situe à mi-distance entre l'extrémité est et ouest de l'anse. Cette configuration nous permet également de parler de flèche de mi-baie.

Le cordon est long de 370 m (photographie 18). Sa mise en place est liée à la présence d'un petit saillant sur la rive nord qui contraint la dérive littorale à s'orienter vers le sud-est. En arrière du cordon s'étend l'étang de l'Auberlac'h, dans lequel se jette le ruisseau Saint-Adrien.



Photographie 18 : Flèche de l'Auberlac'h (cliché : P. Stéphan, mars 2004).

Cet étang se remplit et se vide à chaque cycle de marée par l'intermédiaire d'une passe très étroite, de 30 m de large environ. Le rétrécissement progressif de ce chenal de marée s'est effectué progressivement, en lien avec la progression de la flèche vers le sud. Cette évolution a donné naissance à de puissants courants qui sont venus saper la rive sud de l'anse. Ces courants empêchent désormais l'allongement de la flèche vers le sud. Les galets transportés par la dérive littorale le long du sillon finissent par être emportés par ces courants. Ils viennent nourrir un vaste delta de jusant en bas de l'estran. Enfin, on peut observer un petit musoir, très aplati, ancré sur la rive sud de l'anse.

3-3-4-2- La flèche du Roz

L'anse du Roz est barrée presque intégralement par un large cordon de galets qui s'étire du nord au sud sur près de 450 m (photographie 19).

Cette flèche est directement alimentée par le recul des falaises de schistes frasniens qui se trouvent dans le nord de l'anse. Cette roche se délite facilement et livre d'importantes quantités de matériel au cordon, comme nous le verrons dans la troisième partie de notre travail. Aussi, la flèche est-elle particulièrement massive. Sa largeur moyenne est de 45 m. Sur les deux tiers de sa longueur, le sommet du cordon est recouvert par une végétation herbacée non halophile qui indique que le cordon est peu sensible à la submersion marine. A ce niveau toutefois, la crête est taillée en microfalaise de quelques décimètres de hauteur. L'action des fortes vagues sur ce cordon est donc toujours active. Cette flèche protège un marais maritime de 4,2 ha qu'une passe étroite relie à la mer.



Photographie 19 : Flèche du Roz (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

3-3-4-3- La flèche de Porzguen

La flèche de Porzguen est longue de 185 m. Elle protège un marais de 3,5 ha, submergé uniquement lors plus hautes mers de vive-eau (photographie 20). Le cordon est constitué de sables et

de graviers très sombres livrés par les affleurements de schistes noirs de Porzguen de kersantites situés à proximité.



Photographie 20 : Flèche de Porzguen et son marais maritime (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

3-3-5- Les flèches en vis-à-vis ou en chicane

Enfin, les flèches en chicane et en vis-à-vis constituent certainement le type le plus original des cordons littoraux de la rade de Brest. De tels complexes morphosédimentaires se forment lorsque deux flèches prennent racine sur les rives d'une anse ou d'un estuaire et s'étirent respectivement l'une vers l'autre. Dans le cas des flèches en vis-à-vis, l'allongement n'est pas suffisant et les pointes ne se rencontrent pas. Dans le cas des flèches en chicane, l'une des pointes se développe en avant de la seconde. La genèse de ce type de cordon est complexe, elle suppose généralement l'intervention de deux courants de dérive littorale convergents.

3-3-5-1- Les flèches en vis-à-vis de l'anse du Bourg

L'anse du bourg, située au sud de la presqu'île de Logonna-Daoulas, est partiellement barrée par deux flèches d'inégale longueur qui se disposent en vis-à-vis (photographie 21). Le poulie principal s'étire d'est en ouest sur près de 170 m. Le poulie secondaire est de taille plus modeste, long de seulement 80 m. Il s'allonge vers le nord-ouest. Nous pensons que ce poulie s'appuie sur un ancien cordon qui peut être d'âge holocène. Il est aujourd'hui étalé vers la zone d'arrière-cordon et ne forme plus qu'un mince plaquage de galets sur lequel se dépose progressivement de la vase. Le marais maritime qui s'est formé dans l'anse du Bourg couvre une superficie de 4,5 ha. Il ne communique avec la mer qu'au moment des pleines mers à travers une passe large de 15 m environ. Il faut signaler que le poulie oriental est aujourd'hui aménagé en aire de stationnement à son sommet.



Photographie 21 : Couple de flèches en vis-à-vis isolant l'anse du Bourg (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).

3-3-5-2- Les flèches en chicane de Mengleuz et de Rosmélec

Les flèches de Mengleuz et de Rosmélec sont certainement les plus beaux exemples de flèches en chicane de la rade de Brest. Ces deux cordons sont situés dans le fond de l'anse du Moulin du Pont, en presqu'île de Logonna-Daoulas (photographie 22). Ils seront abordés plus en détail dans la troisième partie de cette étude. Nous ne rappellerons ici que les principales caractéristiques morphologiques de ce secteur.



Photographie 22 : Couple de flèches en chicane de Rosmélec (premier plan) et de Mengleuz (second plan) (cliché : P. Stéphane, 2004).

La flèche de Mengleuz s'allonge vers le nord sur 270 m avant de se recourber brusquement vers l'est en un puissant crochet terminal, long de 75 m. La flèche de Rosmélec s'étend, quant à elle, sur 350 m vers le sud. Une végétation occupe le sommet de ce cordon, taillé en microfalaise sur toute sa longueur. Sa pointe se recourbe également vers l'est, mais elle est désormais protégée de l'action marine par le cordon de Mengleuz. De ce fait, une abondante végétation est venue la recouvrir.

Ces deux flèches protègent une lagune de 7 ha dans laquelle se développe un schorre à spartine et obione. Au sud-est de ces deux principaux cordons, il existe également une flèche résiduelle qui, à l'origine, était rattachée au poulier sud. Cette flèche se développe d'est en ouest sur 90 m. Elle abrite un marais de 0,7 ha.

3-3-5-3- Les flèches du Loc'h

Comme le secteur de Mengleuz, le site du Loc'h sera étudié de manière plus approfondie dans la troisième partie de notre étude. Nous nous contenterons ici de le décrire brièvement. Il se trouve sur la rive méridionale de la rade et présente également un système de double flèches en chicane qui isole de la mer une vasière de 2,4 ha partiellement végétalisée (photographie 23) dans laquelle se déversent les eaux de deux petits cours d'eau : le ruisseau du Loc'h et le ruisseau du bois du Loc'h.

Le cordon le plus récent s'étire d'ouest en est sur 250 m de long. Il est situé en avant d'un cordon plus ancien, s'allongeant dans le sens opposé sur une distance de 200 m (photographie 23). Cette deuxième flèche est totalement recouverte par la végétation. Entre ces deux accumulations, un étroit chenal permet la vidange de la lagune. Ici, ce n'est donc pas la convergence de deux courants de dérive qui a produit ce modelé original, mais la mise en place successive de deux cordons littoraux se disposant l'un devant l'autre (Hallégouët et Morel, 1994 ; Stéphane, 2004).



Photographie 23 : Couple de flèches en chicane du Loc'h (source : M. Jonin, années 1970).

3-4- Conclusion partielle

L'histoire géologique de la rade de Brest depuis le Tertiaire a donné naissance à un littoral extrêmement découpé après l'enneigement par la mer d'un relief de type appalachien. Ce découpage a entraîné la segmentation de la côte en une multitude de cellules hydrosédimentaires de petite taille au sein desquelles les volumes sédimentaires érodés, transportés et déposés ont été particulièrement faibles et n'ont pas permis la mise en place de cordons littoraux de grande dimension. En contrepartie, ce découpage a multiplié les zones de dépôt préférentiel le long de la côte, a entraîné une grande diversité des conditions d'exposition et a favorisé le détachement des formes d'accumulation par rapport au rivage. Ces trois facteurs ont contribué à l'édification d'un grand nombre de flèches littorales d'une grande diversité morphologique. La réactualisation de l'inventaire réalisé par Guilcher *et al.* (1957) sur ces formes d'accumulation a permis de recenser 37 cordons de galets, parmi lesquels il faut compter six queues de comète, deux tombolos simples, deux tombolos doubles, une dizaine de flèches à pointe libre sub-parallèles à la côte et autant de flèches barrant une anse ou une ria. Enfin, il faut également noter l'existence de plusieurs complexes de flèches en chicane et en vis-à-vis, résultant de la convergence de deux dérives littorales de sens opposé. A cet égard, la rade de Brest constitue un véritable laboratoire d'étude pour l'analyse des mécanismes qui régissent la mobilité des flèches littorales.

4- Conclusion

D'une manière générale, les flèches de galets de Bretagne ne présentent qu'une seule crête dont l'altitude est très variable selon les secteurs. Seuls, quelques crochets distaux montrent une série de crêtes successives traduisant l'accumulation des galets ayant transité le long des cordons. La présence de dunes au sommet des édifices est également observée à la racine du Sillon de Talbert et sur la flèche de Bétahon, où le haut de plage présente une fraction sableuse importante, favorisant la déflation éolienne. Par ailleurs, les flèches présentent le plus souvent une forte pente orientée vers le large (front du cordon) comprise entre 5 % et 15 % d'aspect réfléchissante. Au pied des cordons se développe, en revanche, une surface intertidale généralement sableuse qui donne à la partie basse du profil un aspect fortement dissipatif. Ce type de profil est caractéristique des plages de galets de type « composite » tel que l'ont défini Carter et Orford (1984) et Jennings et Shulmeister (2002). En arrière des cordons s'étendent le plus souvent des marais maritimes, plus ou moins colmatés par une sédimentation fine.

Les analyses granulométriques réalisées sur quelques-unes des flèches indiquent qu'elles sont constituées d'un mélange de sables et de graviers emballant des galets, en proportion variable. Généralement, le matériel grossier se concentre au sommet des accumulations. Sur la flèche de Bétahon, toutefois, les galets sont quasiment absents et la fraction sableuse domine largement, du moins en surface. Comme l'a rappelé Costa (1997, 2005), une fraction sableuse importante induit certainement des comportements morphodynamiques bien spécifiques. Il nous faudra donc en tenir compte dans la suite de notre travail.

L'inégale répartition des cordons de galets en Bretagne s'explique par une disponibilité en matériel grossier très variable selon les secteurs littoraux. Cette disponibilité résulte d'une série de conditions climatiques, lithologiques et topographiques ayant été plus propices à la présence de matériel grossier au nord qu'au sud de la Bretagne. Initialement répartis sur la plate-forme continentale, la plupart des galets actuels proviennent de la remobilisation, par la transgression post-glaciaire, d'un matériel sédimentaire produit au cours du Weichselien sous un climat périglaciaire

(formations solifluées de head, tabliers de géli fractacts, apports glaciels, anciennes nappes alluviales). Ils représentent donc essentiellement un matériel hérité. Actuellement, les formations périglaciaires de head constituent toujours les principales pourvoyeuses en matériel grossier, auxquelles s'ajoutent localement les formes d'accumulation fossiles situées sur l'estran ou sur l'avant-côte. Il n'y a qu'en rade de Brest où la présence d'affleurements de schistes tendres sur la côte permet à l'érosion littorale de produire du matériel grossier susceptible d'alimenter les cordons littoraux.

En rade de Brest, l'extrême découpage du littoral a été favorable au détachement des formes d'accumulation par rapport à la côte. Les irrégularités du trait de côte ont perturbé la continuité du transit sédimentaire favorisant le développement de flèches à pointe libre s'allongeant vers le large. Le relèvement progressif des fonds en avant de petites anses a également empêché l'accolement de nombreux cordons au rivage. Dès lors, les courants de marée ont empêché que ces cordons ne s'ancrent à leurs deux extrémités. En outre, ce découpage a été propice à l'élaboration de formes d'accumulation très variées et soumises à des conditions d'exposition très différentes les unes des autres. A titre d'exemple, la rade compte plusieurs couples de flèches en chicane dont la mise en place résulte de courants de dérive convergents. L'extrême découpage du trait de côte a également limité la taille des édifices sédimentaires. Ceux-ci s'inscrivent généralement au sein de petites cellules hydrosédimentaires. Ainsi, la longueur des flèches en rade n'excède généralement pas quelques centaines de mètres et leur volume atteint au maximum $74\,000\text{ m}^3$ (e.g. Sillon des Anglais). En revanche, sur la façade nord de Bretagne, les flèches présentent des dimensions plus importantes. La flèche du Linkin s'allonge sur près de 800 m tandis que le Sillon de Talbert s'étire sur plus de 3 km et représente un volume estimé à $1,24 \cdot 10^6\text{ m}^3$.

CHAPITRE 2

MISE EN PLACE ET ÉVOLUTION HOLOCÈNE DES FLÈCHES DE GALETS

1- Méthode d'étude des enregistrements sédimentaires holocènes	78
1-1- Sondages et prélèvements sédimentaires	78
1-2- Le recours aux datations radiocarbone	81
1-3- L'analyse granulométrique.....	84
1-4- L'analyse de la microfaune	84
1-5- Conclusion partielle	85
2- Mise en place et utilisation d'une fonction de transfert basée sur les foraminifères	86
2-1- Principes généraux d'une fonction de transfert	86
2-2- Etape 1 : définition des analogues modernes	87
2-3- Etape 2 : développement de la fonction de transfert.....	92
2-4- Etape 3 : application de la fonction de transfert	94
2-5- Conclusion partielle	95
3- Evolution paléoenvironnementale des systèmes cordons littoraux/marais maritimes et anciennes positions de la ligne de rivage	96
3-1- Evolution du site de Troaon	96
3-2- Evolution du site de Porzguen	101
3-3- Evolution du site d'Arun	106
3-4- Synthèse des résultats et conclusion partielle.....	114
4- Conclusion	116

Le remplissage sédimentaire des marais maritimes est souvent utilisé comme un « enregistreur » des évolutions fini-holocènes qui affectent certains systèmes morphosédimentaires côtiers tels que le couple cordon littoral/marais maritime (Carter *et al.*, 1989 ; Bruneton, 1999 ; Plater *et al.*, 1999 ; Andrews *et al.*, 2000 ; Lespez *et al.*, 2002 ; Engels et Roberts, 2005 ; Devillers et Bonnet, 2006 ; Dashtgard *et al.*, 2007 ; Hoffmann et Lampe, 2007 ; Massey et Taylor, 2007).

L'objectif de ce chapitre sera de tirer parti de ce fort potentiel de préservation que possèdent naturellement les marais maritimes, à la différence des flèches de galets elles-mêmes qui sont, dans la plupart des cas, en phase de recul. En effet, en de très nombreux endroits, les flèches de galets sont des systèmes rétrogradants, soumis à des processus d'érosion, au sein desquels les étapes successives de construction et d'évolution holocènes n'ont pas été préservées. La raison tient principalement à un contexte régional de lente transgression du niveau marin depuis la deuxième moitié de l'Holocène (Morzadec-Kerfourn, 2005). L'évolution de ces formes d'accumulation est donc particulièrement difficile à appréhender précisément, même au travers de l'étude des prismes d'avant-plage et de plage qui les constituent. Toutefois, à ces flèches de galets sont souvent associés des marais maritimes, où les différentes étapes d'évolution du trait de côte ont été très bien préservées. Ces flèches forment des barrières en arrière desquelles sont naturellement protégés de la dynamique marine des systèmes lagunaires, plus ou moins fermés. Le remplissage sédimentaire de ces marais répond, en grande partie, au mode d'évolution de la flèche qui les protège. Il est donc susceptible de renfermer les informations les plus complètes concernant les étapes d'évolution des flèches de galets qui lui sont associées et, en particulier, les phases successives de construction, de stabilisation et de destruction.

Sur ce principe, l'étude des enregistrements sédimentaires holocènes que nous présenterons dans ce chapitre se base sur le sondage, le prélèvement et l'analyse granulométrique et micro-faunistique d'échantillons recueillis sur le terrain, au sein de quatre marais maritimes protégés par une flèche de galets. Une quinzaine de datations radiocarbone a également été obtenue pour certains de ces échantillons, afin de replacer au sein d'une chronologie des étapes du comblement sédimentaire des marais maritimes et les phases d'évolution des flèches de galets. Enfin, un travail important a été mené dans le but de mettre au point une fonction de transfert basée sur les assemblages de foraminifères fossiles, permettant de préciser la nature des environnements de dépôt.

Par ailleurs, il convient de rappeler que chacune de ces méthodes présente un certain nombre de limites, en grande partie liées aux outils d'analyse que nous avons choisi d'utiliser. Ce travail n'a donc pas prétention à constituer une étude complète et détaillée des dépôts quaternaires rencontrés, mais vise à apporter un simple éclairage sur les étapes de mise en place et d'évolution des flèches de galets par le biais d'une méthodologie relativement sommaire.

1- Méthode d'étude des enregistrements sédimentaires holocènes

1-1- Sondages et prélèvements sédimentaires

Les sondages sont réalisés dans une première étape afin de reconnaître grossièrement la disposition des corps sédimentaires au sein des marais maritimes. Ils permettent de localiser les sites présentant le plus d'intérêt pour un carottage précis le long duquel seront réalisées la plupart des analyses sédimentologiques, des datations radiocarbone et, de ce fait, les interprétations qui en découlent.

Cette étude s'appuie sur soixante-sept sondages réalisés à la tarière à gouge, dans neuf marais maritimes bretons dont la plupart sont situés en rade de Brest (figure 36). Dans la mesure où aucun sondage n'avait, jusqu'à lors, été réalisé dans ces marais et ne pouvait orienter nos choix dans les sites à étudier en priorité, ce premier travail prospectif a été nécessaire afin de sélectionner les secteurs présentant le plus d'intérêt pour une étude paléoenvironnementale. Il a toutefois nécessité un temps considérable sur le terrain. Le marais de Bétahon, par exemple, a fait l'objet de dix-sept sondages représentant au total six jours de terrain. Toutefois, compte tenu de la superficie du marais (260 ha environ), ces sondages n'ont permis de reconstituer la géométrie des corps sédimentaires holocènes que de façon très partielle. La nature du matériel sédimentaire, très pauvre en matière organique, n'a pas autorisé le recours aux datations radiocarbone. La faible proportion de foraminifères présente dans le sédiment a rendu difficile une reconstitution des environnements de dépôt. En outre, l'épaisseur du comblement sédimentaire s'est avérée trop importante pour que les niveaux organiques de base puissent être atteints à l'aide d'une simple tarière manuelle. Une étude approfondie de ce marais aurait donc nécessité un temps plus important dont nous n'avons pu bénéficié lors de la thèse, ainsi que la mise en œuvre de techniques plus lourdes de prospection. Le résultat de ces sondages sera donc simplement présenté en annexe (annexe 2).

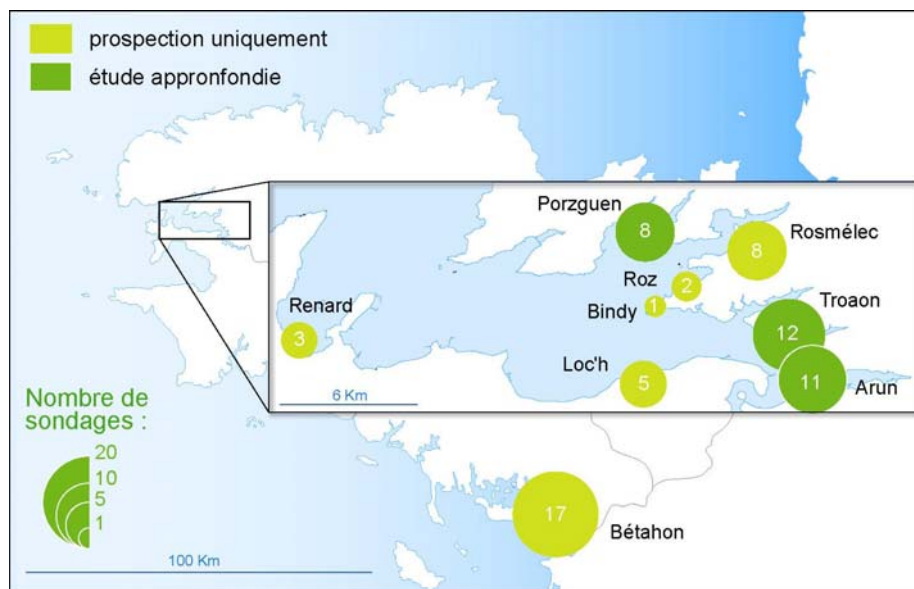


Figure 36 : Marais maritimes ayant fait l'objet de sondages.

Seuls trois secteurs littoraux, situés en rade de Brest, ont été étudiés de manière approfondie (figure 36) en raison de l'épaisseur importante du remplissage sédimentaire et de l'existence d'une séquence stratigraphique assez variée laissant supposer des variations importantes dans le degré de confinement des sites. Il s'agit des secteurs de Porzguen, Troaon et Arun. La position et l'altitude de tous les sondages ont été relevées au DGPS (figure 37). Les analyses sédimentologiques et les datations radiocarbone ont été réalisées à partir d'échantillons prélevés tous les 10 cm le long de quatre sondages de « référence ». Au total, près de 155 échantillons ont été récoltés sur le terrain et analysés en laboratoire.

Enfin, il convient d'insister sur le fait que toutes nos observations se basent sur des sondages effectués à la tarière manuelle (figure 38). Aucun carottage précis n'a été réalisé à l'aide d'un carottier à percussion par exemple. Par conséquent, les erreurs induites par le choix de cette méthode sont

certainement importantes. D'une part, la tarière manuelle ne permet pas de vérifier si le sondage est strictement aligné dans le sens vertical. Une légère inclinaison de l'axe de la tarière peut aboutir à une surestimation importante de la profondeur de certaines limites stratigraphiques. D'autre part, la tarière perturbe le sédiment à mesure qu'elle pénètre dans les formations meubles. Si les discontinuités stratigraphiques franches sont souvent visibles, les changements légers dans la nature du matériel sédimentaire sont difficiles à relever. Par ailleurs, cette méthode est responsable d'un certain mélange du matériel sédimentaire ramené en surface. Il en résulte un certain gommage des variations d'ordre granulométrique ou microfaunistique. Le prélèvement d'échantillons sédimentaires doit donc se faire avec la plus grande attention afin d'identifier et d'éliminer le matériel de pollution provenant de niveaux stratigraphiques supérieurs. Cependant, malgré toute la rigueur dont il est possible de faire preuve, une grande part d'incertitude demeure et ne doit pas être omise. Comme nous l'avons rappelé en introduction, ce travail n'a pas prétention à constituer une étude complète et détaillée des dépôts quaternaires rencontrés et peut donc se satisfaire d'une certaine marge d'erreur.

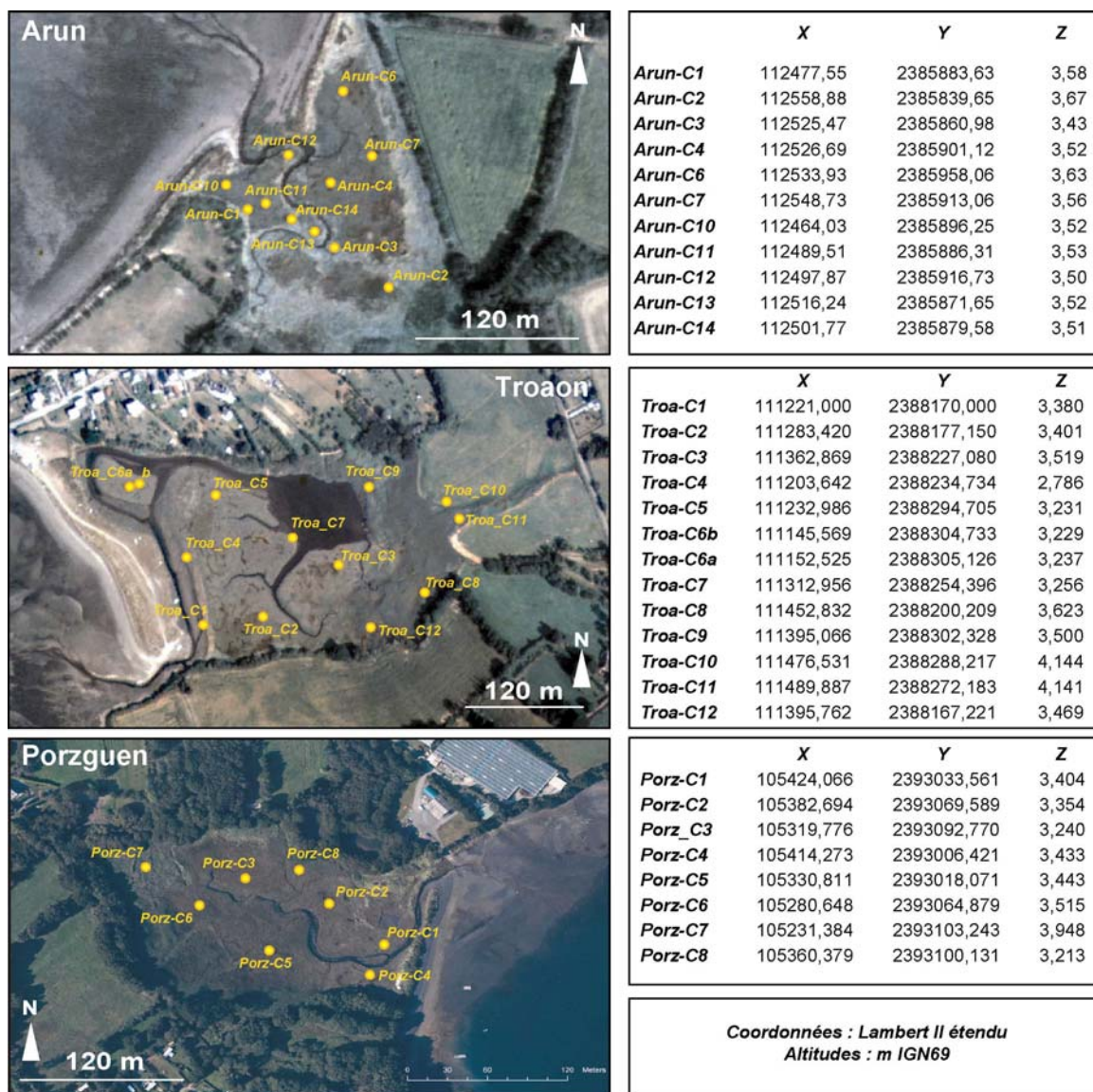


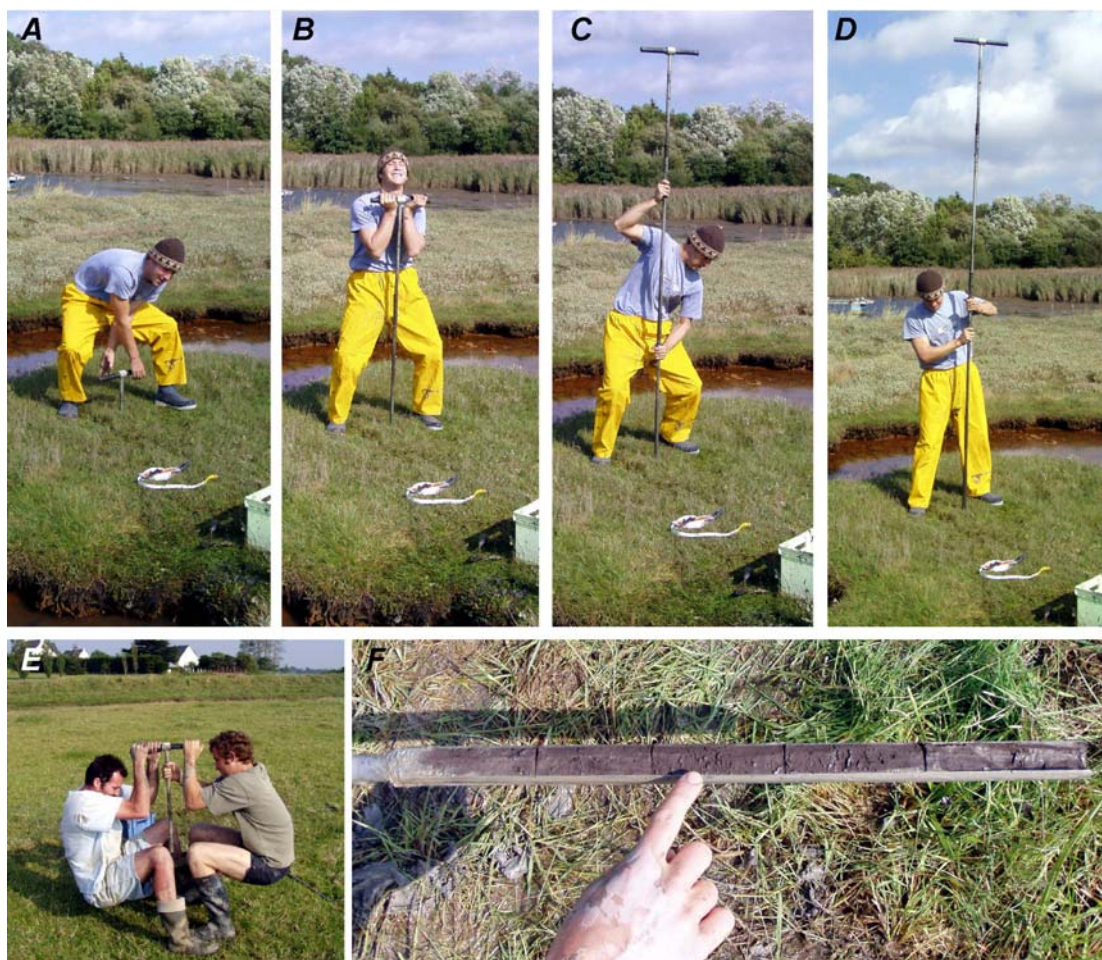
Figure 37 : Localisation et coordonnées géographiques des sondages réalisés dans les marais maritimes d'Arun, Troaon et Porzguen.

1-2- Le recours aux datations radiocarbone

Les datations radiocarbone ont été effectuées le long de quatre sondages en des points remarquables afin de caler les différentes séquences stratigraphiques dans le temps et de reconstituer les grandes étapes de la mise en place des dépôts sédimentaires. Ces datations ont été en partie financées par Brest Métropole Océane dans le cadre d'un contrat de recherche visant à étudier l'évolution holocène des systèmes côtiers de la rade de Brest (Stéphan *et al.*, 2007b).

1-2-1- Principe et limites des datations radiocarbone

La méthode du radiocarbone permet de dater l'ensemble des matières organiques mortes au cours des 35 000 dernières années. Elle est basée sur la radioactivité du carbone existant dans le gaz carbonique de l'atmosphère. C'est plus précisément la décroissance dans le temps du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ qui autorise la datation. En effet, toute matière organique contient du Carbone 12 stable et du Carbone 14 radioactif, créé en permanence par le heurt continu des particules cosmiques sur les atomes d'azote des hautes couches de l'atmosphère. Tant qu'un organisme vivant respire, il assimile une quantité stable de ^{14}C et de ^{12}C . A sa mort, le Carbone 14 se désintègre et se transforme progressivement en azote dont il est issu, tandis que la quantité de Carbone 12 reste constante. Le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ diminue donc avec le temps et sa mesure permet de déterminer l'âge de la matière organique.



Photographie 24 : Si les sondages peuvent parfois être réalisés seuls (A, B, C, D), ils nécessitent bien souvent une aide (E). Au niveau des sondages de référence, les échantillons sédimentaires sont prélevés sur une épaisseur de 10 cm le long de la gouge (F).

1-2-1-1- Une calibration nécessaire

A cela, il convient toutefois d'ajouter que la proportion de Carbone 14 par rapport au Carbone 12 a varié au cours des temps. Il existe donc des écarts entre les âges radiocarbone fournis par les laboratoires et les âges réels. Ces écarts peuvent toutefois être corrigés par l'utilisation de courbes de calibration qui permettent de transformer les âges dits « conventionnels » en âges dits « calibrés » (Stuiver et Braziunas, 1993). La plus récente d'entre elles a été dressée par le groupe de travail IntCal (Reimer *et al.*, 2004) réunissant une vingtaine de laboratoires internationaux. La radioactivité du ^{14}C contenu dans les cernes de croissance de conifères millénaires, conservés dans les déserts de l'Arizona, et de ceux des chênes retrouvés en Irlande et en Allemagne a été mesurée. A partir de ces mesures, les variations temporelles de la teneur en ^{14}C atmosphérique ont pu être retracées par le biais de la dendrochronologie pour les 11 000 dernières années.

1-2-1-2- Un « effet réservoir » difficile à prendre en compte

Si l'intégration du radiocarbone cosmogénique dans l'atmosphère est quasiment immédiate, les échanges avec le domaine marin et au sein des masses d'eau sont plus complexes et plus lents. Ainsi, il en résulte une teneur diminuée en radiocarbone pour les organismes marins. Ce vieillissement est appelé « effet réservoir ». Si aucune correction n'est appliquée aux échantillons, les datations réalisées à partir de débris coquilliers peuvent présenter un vieillissement dépassant 400 ans en Méditerranée (Goiran et Morhange, 2001).

Cet effet réservoir n'est jamais considéré lorsque l'on s'intéresse aux débris végétaux présents dans les séquences stratigraphiques des marais maritimes. Pourtant, suivant leur durée d'immersion, les plantes halophiles sont susceptibles d'absorber une partie du carbone contenu dans l'eau de mer. Tout comme les organismes marins, ces plantes peuvent donc contenir une quantité de Carbone 14 moindre que leur équivalent terrestre et modifier légèrement les résultats obtenus par la datation radiocarbone.

1-2-1-3- Des résultats non dénués d'erreurs

En outre, les échantillons de matériel carbonaté prélevés au sein d'une séquence stratigraphique peuvent contenir du carbone de pollution, plus récent ou plus ancien, dont la présence est due à des phénomènes d'imprégnation ou de redéposition (Delibrias et Giot, 1970). Comme le rappelle Evin (1986), le carbone de pollution a le même état chimique que celui de l'origine et ne peut donc être éliminé en toute certitude par le biais de traitement en laboratoire. Par conséquent, il est préférable d'effectuer les datations sur des charbons de bois à partir desquels il est plus facile de séparer en totalité les pollutions. En l'absence de charbon de bois, la matière organique totale contenue dans le sédiment peut faire l'objet d'une datation, mais les résultats doivent être interprétés avec la plus grande précaution.

1-2-2- Les datations réalisées

Au total, 17 datations radiocarbone AMS ont été réalisées au laboratoire AMS-Labor de l'Institut de Physique d'Erlangen (Friedrich Alexander Universität) en Allemagne (tableau 1). Elles ont porté sur des échantillons prélevés à différents niveaux des sondages Porz-C2 (marais de Porzguen), Troa-C2 (marais de Troaon), Arun-C10 et Arun-C14 (marais de Arun). Pour moitié, les échantillons datés sont constitués de limons organiques pouvant éventuellement contenir du carbone de pollution.

Site	Code laboratoire	N° Echantillon	Sondage	Niveau (cm)	NGF (m)	Matériel daté	Age ¹⁴ C BP	δ ¹³ C	Dates calibrées à 2σ (Reimer et al., 2004)
Porzguen	Erl-10677	Porz_C2_E03	C2	60-70	+ 2,75 ; + 2,65	Limons organiques	3025 ± 60	-27,2	1424 - 1115 cal. BC
Porzguen	Erl-10678	Porz_C2_E10	C2	340-350	- 0,05 ; - 0,15	Limons organiques	3500 ± 60	-27,2	1975 - 1687 cal. BC
Porzguen	Erl-10679	Porz_C2_E13	C2	410-420	- 0,75 ; - 0,85	Limons organiques	4280 ± 60	-27,4	3086 - 2677 cal. BC
Porzguen	Erl-10680	Porz_C2_E15	C2	470-480	- 1,35 ; - 1,45	Tourbe (sommet)	4640 ± 60	-28,4	3632 - 3125 cal. BC
Porzguen	Erl-10681	Porz_C2_E22	C2	500-510	- 1,65 ; - 1,75	Tourbe (base)	4775 ± 60	-28,6	3657 - 3375 cal. BC
Troaon	Erl-10682	Troa_C2_E01	C2	60-70	+ 2,80 ; + 2,70	Limons organiques	940 ± 56	-26,5	cal. AD 997 - 1215
Troaon	Erl-11755	Troa_C2_E01	C2	60-70	+ 2,80 ; + 2,70	Limons organiques	746 ± 55	-25,6	cal. AD 1169 - 1386
Troaon	Erl-10683	Troa_C2_E05	C2	340-350	0,00 ; - 0,10	Limons organiques	3690 ± 70	-28,3	2214 - 1897 cal. BC
Troaon	Erl-10684	Troa_C2_E08	C2	380-390	-0,40 ; - 0,50	Limons organiques	4230 ± 60	-28,8	2927 - 2590 cal. BC
Troaon	Erl-10685	Troa_C2_E12	C2	480-490	-1,40 ; - 1,50	Tourbe (sommet)	4440 ± 60	-28,7	3339 - 2924 cal. BC
Troaon	Erl-10686	Troa_C2_E13	C2	510-520	-1,70 ; - 1,80	Tourbe (base)	5450 ± 70	-28,1	4451 -4071 cal. BC
Arun	Erl-11753	Arun_C10_E09	C10	90-100	+ 2,62 ; + 2,52	Charbon de bois	1081± 56	-24,1	cal. AD 780 - 1034
Arun	Erl-11754	Arun_C10_E12*	C10	195-200	+ 1,57 ; +1,52	Limons organiques	3277± 59	-26,1	1687 - 1435 cal. BC
Arun	Erl-11749	Arun_C14_E05	C14	40-50	+ 3,10 ; + 3,00	Limons organiques	-436 ± 55	-24,3	cal. AD 1956-2000
Arun	Erl-11750	Arun_C14_E11	C14	140-150	+ 2,10 ; + 2,00	Limons organiques	1686 ± 56	-25,8	cal. AD 234-533
Arun	Erl-11751	Arun_C14_E23	C14	270-280	+ 0,80 ; + 0,70	Charbon de bois	2340 ± 54	-26,6	744 - 210 cal. BC
Arun	Erl-11752	Arun_C14_E32	C14	360-370	- 0,10 ; - 0,20	Charbon de bois	2716 ± 55	-27,2	996 - 798 cal. BC

* datation suspecte.

Tableau 1 : Datations radiocarbone AMS.

Ainsi, l'échantillon Troa_C2_E01 dont la date nous paraissait suspecte, a fait l'objet d'une seconde datation venant confirmer les résultats initiaux. Des suspicions se sont également portées sur l'échantillon Arun_C10_E12 qui présente un âge bien plus ancien que ne le laisse envisager sa position stratigraphique. Par conséquent, nous n'en tiendrons pas compte dans notre analyse.

Les âges mesurés sur les sédiments correspondent aux âges conventionnels, exprimés en âges BP (« Before Present » c'est-à-dire avant 1950). Après une correction par calibration, les dates réelles sont exprimées soit en cal.BP, soit en cal.BC (« Before Christ » ou avant J.-C., placé après la date) ou encore en cal.AD (« Anno Domini » ou après J.-C., placé avant la date), et sont complétées par un écart-type σ qui signifie que les âges calibrés ont 95 % de chance de se situer dans l'intervalle $\pm 2\sigma$.

1-3- L'analyse granulométrique

La granulométrie des sédiments a été analysée le long de différents sondages car elle apporte des indications relatives au degré de confinement des marais maritimes étudiés. En effet, la mise en place d'un cordon littoral en avant du marais provoque le passage d'un mode marin battu à un mode calme et fait apparaître un changement dans la taille des grains par un enrichissement en éléments fins. A l'inverse, la destruction d'un cordon peut se solder par une plus forte granulométrie des sédiments. Une approche similaire a été employée par Goiran et Morhange (2001) afin de déterminer la présence de structures portuaires antiques en Méditerranée.

L'analyse des vases a été réalisée au laboratoire de sédimentologie de l'Ifremer à l'aide d'un granulomètre laser, tandis que les sables et graviers ont fait l'objet d'un tamisage.

1-4- L'analyse de la microfaune

1-4-1- Utilisation des foraminifères comme indicateurs des transformations paléoenvironnementales

Les foraminifères benthiques constituent un groupe d'organismes unicellulaires présents dans toutes les eaux marines et paraliques du globe, dans des conditions environnementales très variées. Pour une présentation des diverses espèces de foraminifères étudiées dans ce chapitre, le lecteur pourra se référer à l'annexe 3. Fréquemment utilisés comme marqueurs stratigraphiques holocènes, ils fournissent des indications précises sur les paléoenvironnements (e.g. Dubar et Anthony, 1995 ; Long et Hughes, 1995 ; Long *et al.*, 1999 ; Lespez *et al.*, 2002). Leur très grande abondance et leur excellent potentiel de conservation en font un outil efficace pour les reconstitutions basées sur l'écologie des espèces actuelles, comme d'autres groupes taxonomiques, tels que les mollusques et les pollens. D'importantes variations en terme d'abondance et de diversité spécifique des foraminifères présents au sein d'une séquence stratigraphique sont susceptibles de révéler des transformations paléoenvironnementales majeures ayant affecté le milieu. Ainsi, la transformation d'un estuaire en un marais maritime se solde par une diminution importante du nombre d'espèces et une modification des peuplements de foraminifères (Cearreta et Murray, 1996 ; Cann *et al.*, 2000 ; Boski *et al.*, 2002 ; Ruiz *et al.*, 2005 ; Wang *et al.*, 2006 ; Alday *et al.*, 2006). Les espèces carbonatées (dont le test est composé de carbonate de calcium) laissent place à un petit nombre d'espèces agglutinées (dont le test est composé de débris empruntés au milieu et soudés par un ciment que sécrète l'animal). En effet, les marais maritimes offrent des conditions écologiques nettement plus difficiles que le milieu

estuarien. Les foraminifères qui y vivent sont exposés à l'air libre durant chaque cycle de marée. La submersion par les eaux marines est toujours temporaire, de courte durée, impliquant de fortes variations de températures et de salinité. Par conséquent, seuls les foraminifères adaptés à une large gamme de conditions environnementales colonisent ce type de milieu. Sur ce principe, la présence de certaines espèces au sein d'une unité stratigraphique suffit alors à déterminer de façon qualitative l'environnement de dépôt auquel elle correspond.

1-4-2- Utilisation des foraminifères comme indicateurs du niveau de sédimentation

Les foraminifères fournissent également une bonne indication du niveau de sédimentation par rapport au niveau marin (Gehrels, 1999 ; Boomer et Horton, 2006 ; Wilson, 2006). Ils permettent de distinguer entre eux les dépôts de slikke, de schorre et de tourbière littorale ou dulçaquicole.

En effet, de nombreuses études ont été menées sur la répartition des foraminifères benthiques dans les environnements de haute slikke et de schorre de l'Atlantique (Scott et Medioli, 1978, 1980 ; Horton *et al.*, 2000) et du Pacifique (Scott *et al.*, 1996), et ont montré qu'il existe un étagement vertical des principales espèces de foraminifères permettant de les utiliser comme indicateurs du niveau de sédimentation. Les travaux pionniers dans ce domaine ont été réalisés sur les côtes macrotidales du Canada ainsi que dans des environnements microtidaux de Méditerranée.

Toutefois, il a été montré que la succession verticale des peuplements de foraminifères peut varier fortement en fonction des caractéristiques locales du milieu étudié (Debenay *et al.*, 2001, 2006 ; Mendes *et al.*, 2004). Cette répartition verticale peut être modifiée par des paramètres propres à chaque environnement, principalement la salinité et le pH, ayant une influence plus forte sur la répartition des peuplements de foraminifères. Par conséquent, des reconstitutions à partir de l'observation de foraminifères ne peuvent se faire à partir de bases de données mondiales. Il est nécessaire de s'appuyer sur des données régionales, voire locales.

Les études réalisées sur les foraminifères des marais maritimes de Bretagne sont peu nombreuses (Redois et Debenay, 1996 ; Goubert, 1997 ; Duchemin *et al.*, 2005). Elles recensent dans le haut schorre les espèces suivantes : *Arenoparella mexicana*, *Jadammina macrescens*, *Miliammina fusca*, *Trochammina inflata*. Les études plus spécifiques concernant la rade de Brest sont tout aussi restreintes (Moulinier, 1966 ; Rosset-Moulinier, 1972) et portent uniquement sur les espèces inféodées aux zones infratidales de la rade.

En l'absence de données précises sur notre secteur d'étude, il conviendra d'analyser la répartition actuelle des foraminifères sur les slikkes et les schorres de la rade de Brest afin de constituer une base de données locale permettant d'utiliser les foraminifères comme indicateurs du niveau de sédimentation et, par là même, du niveau marin. Ce travail sera décrit dans le point suivant.

1-5- Conclusion partielle

Les enregistrements sédimentaires holocènes ont été étudiés en détail dans trois marais maritimes de la rade de Brest à partir de sondages effectués à la tarière manuelle. Les séquences stratigraphiques ont été reconstituées et calées chronologiquement à partir de 17 datations radiocarbone AMS réalisées sur des charbons de bois, des tourbes et des limons organiques. A cela s'est ajoutée une analyse granulométrique du matériel sédimentaire ainsi qu'une analyse de la micro-faune. Les foraminifères ont fait l'objet d'une attention particulière car ils constituent d'excellents

marqueurs stratigraphiques holocènes et fournissent des indications précises sur les paléoenvironnements et les anciennes positions du niveau marin.

2- Mise en place et utilisation d'une fonction de transfert basée sur les foraminifères

Nous l'avons rappelé précédemment, les foraminifères occupent d'étroites ceintures se succédant de l'étage infralittoral jusqu'à l'étage supralittoral. Avec une précision que n'offre aucun autre groupe de fossiles, ils peuvent être utilisés, soit pour estimer le niveau de sédimentation, soit pour reconstituer les anciens niveaux marins. Nous décrivons ici la méthodologie relative à l'élaboration d'un outil statistique, appelé fonction de transfert. Dans ce chapitre, cet outil nous servira principalement à préciser l'étage littoral auquel correspond chaque unité stratigraphique reconnue. La fonction de transfert sera également utilisée, dans le chapitre suivant, pour proposer une courbe de remontée du niveau marin relative à la rade de Brest.

2-1- Principes généraux d'une fonction de transfert

L'utilisation des microfossiles dans les reconstitutions paléoenvironnementales part du principe que la relation existant entre un organisme indicateur et une variable environnementale est restée constante à travers le temps. De cette façon, en déterminant la distribution actuelle de cet indicateur par rapport à une variable considérée (e.g. le niveau marin), il est possible de reconstituer les conditions environnementales passées. Il suffit, pour cela, d'analyser les distributions fossiles de cet indicateur le long d'un carottage. Par ailleurs, le besoin de discerner jusqu'aux variations les plus subtiles du milieu nécessite l'adoption de techniques quantitatives capables de produire des reconstructions extrêmement précises et de livrer également les marges d'erreur qui leurs sont associées. Ces techniques s'appuient sur les fonctions de transfert, qui utilisent un ensemble de méthodes statistiques pour définir et appliquer les relations entre un indicateur et son environnement.

Les fonctions de transfert ont été utilisées dans un grand nombre d'études paléoenvironnementales pour prédire des variables telles que le pH, la température, la salinité. La fonction de transfert utilisant les foraminifères a été utilisée pour la première fois par Guillbault *et al.* (1996) dans le cadre de recherches sur le niveau marin visant à déterminer les phénomènes de subsidence au Canada. Depuis, d'autres études menées dans les marais maritimes de la zone tempérée ont testé et affiné cette approche dans l'objectif de reconstituer les variations du niveau marin relatif, avec une haute résolution pour la période holocène (Gehrels, 1999 ; Horton *et al.*, 2000 ; Edwards et Horton, 2000, 2006 ; Edwards *et al.*, 2004 ; Southall *et al.*, 2006 ; Boomer et Horton, 2006 ; Massey *et al.*, 2006a).

Bien que les techniques statistiques utilisées varient d'une étude à une autre, la méthode générale reste grossièrement la même et se subdivise en trois étapes. La première étape comprend l'échantillonnage, l'analyse des foraminifères actuels et l'examen de leur répartition altitudinale. L'objectif est alors de produire un modèle statistique de distribution altitudinale des foraminifères en relation avec les niveaux de marée. Les données couplant les assemblages de foraminifères avec l'altitude sont appelées des « Analogues Modernes », par traduction littérale du terme anglais « *modern analogues* ». Dans une seconde étape, ces données sont utilisées pour produire une série de relations statistiques entre les taxons et l'environnement, ce qui permet de déterminer l'optimum altitudinal de chaque espèce de foraminifères. Ces relations sont utilisées dans une troisième étape

pour calibrer les assemblages de foraminifères fossiles. Sur la base de l'abondance relative de chaque espèce présente, ces relations permettent, en définitive, d'attribuer une valeur altitudinale à un échantillon sédimentaire donné. Nous décrivons ici ces trois stades dans le cadre d'une fonction de transfert basée sur les foraminifères pour les niveaux marin de la rade de Brest.

2-2- Etape 1 : définition des analogues modernes

Les associations faune/environnement les plus précises sont développées à partir d'études réalisées localement, à l'échelle d'un marais maritime par exemple. Les relations observées sont alors le reflet des conditions environnementales propres à un site en particulier. Par conséquent, cette démarche peut conduire à des reconstitutions erronées si l'on tente de l'appliquer sur des secteurs présentant des caractéristiques différentes. Toutefois, ce problème peut être contourné si la collection d'analogues modernes est effectuée à partir de plusieurs sites bénéficiant de conditions environnementales légèrement différentes les uns des autres (en terme de salinité, de végétation, de marnage). Cela confère à la fonction de transfert une meilleure capacité de prédiction et il devient possible de quantifier les relations entre les espèces de foraminifères et leur environnement sous une large gamme de conditions environnementales. Toutefois, nous verrons que la prise en compte d'une trop grande variabilité des paramètres environnementaux peut également réduire fortement la précision des reconstitutions, même à l'échelle d'un seul marais maritime. Aussi, il conviendra de se focaliser uniquement sur les analogues modernes les plus utiles et supprimer de l'analyse ceux qui introduisent simplement du bruit dans l'enregistrement.

2-2-1- Les sites de prélèvements sédimentaires

Dans cette étude, nous avons étudié la distribution des foraminifères présents à la surface du sédiment à partir de deux transects localisés en rade de Brest, censés fournir un modèle de distribution valable pour l'ensemble de la rade. Le premier de ces transects a été réalisé dans le marais maritime d'Arun, tandis que le second est situé en baie de Lanveur (figure 38). Ces deux marais ont été choisis car ils présentent des morphologies différentes et permettent ainsi d'appréhender une large gamme de conditions environnementales.

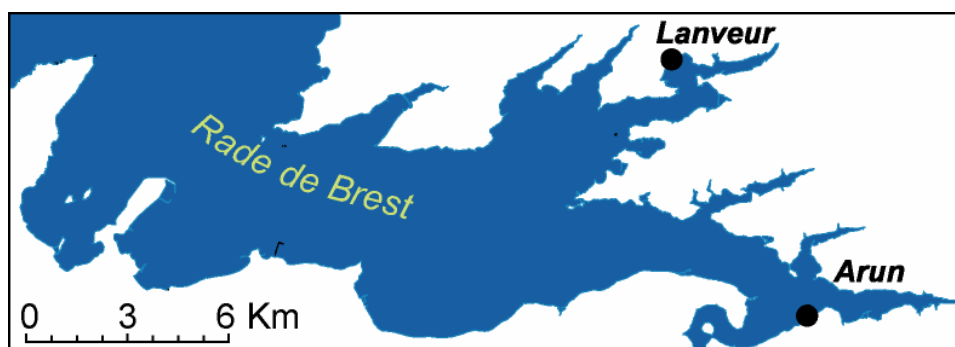


Figure 38 : Localisation des sites choisis pour réaliser les transects d'étude de la répartition altitudinale des foraminifères.

Le marais maritime d'Arun (figure 39B) se présente comme un marais d'arrière-cordon. Il est protégé de l'agitation marine par un système de double flèches littorales disposées en chicane (Guilcher *et al.*, 1957 ; Stéphan, 2004) et communique avec la mer par une passe étroite. Situé à une

altitude comprise entre 3,5 m et 4 m, ce marais n'est submergé que lors des pleines mers de vive-eau. Il est parcouru par un réseau de chenaux de marée particulièrement encaissés dans le schorre. Sa surface est marquée par la présence de *salt pans*, dénuées de végétation, caractéristiques des hauts schorres. Deux ceintures végétales peuvent être distinguées. Une ceinture à Obione, *Puccinellia Maritima*, *Plantago maritima* couvre la plus grande partie du marais, tandis que la partie la plus interne est occupée par une roselière à phragmites.

Il est possible que les foraminifères qui peuplent ce marais ne soient pas complètement représentatifs de l'ensemble des marais de la rade de Brest, en raison des conditions particulières de salinité liées à la proximité du débouché de l'Aulne en rade de Brest. Les mesures de salinité effectuées par Berthois et Auffret (1970a ; 1970b) indiquent effectivement des variations diurnes du taux de salinité légèrement plus importantes dans cette partie de rade, associées aux déplacements de la zone de mélange des eaux fluviales et marines durant chaque cycle de marée. Toutefois, ces variations peuvent être considérées comme mineures au regard des perturbations induites localement par la microtopographie, le tapis végétal et le pH, influençant à très grande échelle la répartition des individus (Murray, 1973).

A Lanveur, les prélèvements sédimentaires ont été réalisés le long d'un transect situé dans la partie la plus interne de la baie (figure 39A). Ce transect intègre les trois étages littoraux correspondant à la slikke (vase nue), à la zone de haute slikke/bas schorre colonisée par *Spartina alterniflora*, et au haut schorre à *Puccinellia maritima* et à Obione. L'altitude des échantillons sédimentaires s'échelonne entre 0,55 m et 3,2 m NGF.

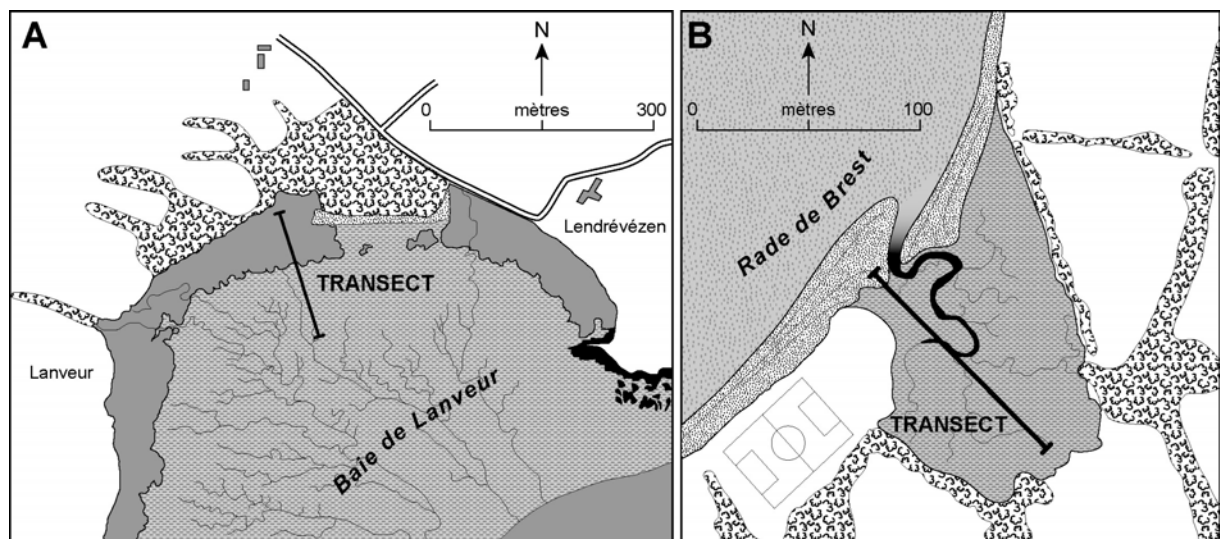


Figure 39 : Localisation des transects le long desquels ont été réalisés les prélèvements sédimentaires en baie de Lanveur (A) et dans le marais maritime d'Arun (B).

2-2-2- Prélèvements sédimentaires et levés topographiques

Au total, 53 échantillons d'un volume d'environ 10 cm³ de sédiments ont été prélevés sur le terrain à l'aide d'une tarière manuelle (figure 40). Sur les recommandations de Patterson *et al.* (1999), de Duchemin *et al.* (2005) et de Massey *et al.* (2006a), nous avons prélevé du sédiment sur les dix premiers centimètres de profondeur.



Figure 40 : Techniques de prélèvements sédimentaires et de relevés topographiques le long du transect réalisé dans le marais maritime d'Arun.

Cette méthode d'échantillonnage se différencie de celle communément employée, consistant à prélever le sédiment uniquement sur le premier centimètre d'épaisseur depuis la surface. En effet, des études récentes ont montré qu'il était dangereux d'établir des modèles de distribution d'après le seul comptage des foraminifères épifaunes, situés à la surface des sédiments, notamment dans le cadre de reconstitution du niveau marin. En raison des avantages écologiques que procure la vie en profondeur, certaines espèces, dites infaunes, sont plus abondantes à l'intérieur du sédiment que directement en surface (Murray, 1973 ; Boersma, 1998). En basant uniquement les comptages sur les individus présents dans la couche superficielle de sédiments, les études conventionnelles surestiment donc les taxons épifaunes tels que *Trochammina inflata* ou *Miliammina fusca*, et sous-estiment la part des taxons vivants en profondeur, tels que *Arenoparella mexicana* et *Haplophragmoides wilberti*. L'échantillonnage sur une plus grande profondeur permet d'obtenir des analogues modernes plus représentatifs et évite ainsi des reconstitutions erronées du niveau marin.

L'altitude des points d'échantillonnage a été relevée au DGPS et raccordée au système NGF (IGN 69) à partir de points géoréférencés situés à proximité de nos sites. Les altitudes ont ensuite été converties en valeur standard, tenant compte des conditions marégraphiques du site, dans la perspective de confronter les résultats acquis en rade de Brest avec les résultats obtenus sur d'autres sites littoraux disposant d'un marnage différent, tel que le marais de Bétahon. Pour ce faire, nous

avons utilisé « l'indice du niveau marin standardisé », ou SWLI (Standardised Water Level Index), définit de cette façon (Edwards et Horton, 2000) :

$$\text{SWLI} = \left(\frac{(\text{Alt. Echantillon} - \text{NM})}{(\text{PM95} - \text{NM})} \right) \times 100 + 100$$

où NM est le niveau moyen de la mer et PM95 est le niveau des pleines mers de vive-eau moyenne (coefficient 95). Ces niveaux de marée sont livrés par le SHOM en côte marine que l'on raccorde au système NGF dès lors que l'on connaît l'altitude du zéro hydrographique (tableau 2).

Site	Niveau moyen (NM)		Niveau des PMVE (PM95)		Alt. Zéro hydro
	CM	NGF	CM	NGF	
<i>Rade de Brest</i>	4,02	0,384	6,95	3,314	- 3,636m IGN69

Tableau 2 : Données altitudinales utilisées dans le calcul des niveaux marins standardisés (SWLI : Standardised Water Level Index).

2-2-3- Tamisage et comptage en laboratoire

L'ensemble des échantillons a été lavé et passé au tamisage humide. Seule, la fraction comprise entre 63 µm et 500 µm a été retenue, comme le proposent Murray (1991) et Horton et Edwards (2006), permettant d'éliminer à la fois les sédiments les plus fins (vase) et les fragments organiques les plus grossiers. Une fois séché à l'étuve à 50 °C, les échantillons ont été passés sous la loupe binoculaire et environ 300 individus de foraminifères ont été comptés, du moins lorsque le nombre d'individus était suffisant (Annexe 4). Cette quantité est considérée comme statistiquement suffisante pour l'étude des espèces les plus abondantes (Fatela et Taborda, 2002). Les espèces ont été identifiées suivant la classification générique de Loeblich et Tappan (1988) et de Murray (1971). Dans le cas des Elphidium, les différents écophénotypes ont été regroupés sous un seul nom d'espèce appelé *Elphidium* spp. Aucune distinction n'a été faite entre les individus morts (thanatocénose) et les individus vivants (biocénose), contrairement aux travaux de Edwards *et al.* (2004), Arminot du Châtelet *et al.* (2005), Southall *et al.* (2006), Horton et Edwards (2006). Nous tiendrons compte des assemblages totaux qui présentent l'avantage d'intégrer les cycles saisonniers et pluri-annuels affectant les peuplements de foraminifères et représentent plus précisément les conditions environnementales générales (Scott et Medioli, 1980). L'abondance relative de chaque espèce a été exprimée en pourcentage de la population totale (abondance fractionnelle).

2-2-4- Répartition des foraminifères le long des transects

La figure 41 montre les résultats issus des comptages effectués sur les échantillons prélevés le long des deux transects. Un étagement des différentes espèces de foraminifères est observé. *Haynesina germanica* et *Amonia beccarii* dominent dans la haute slikke. Le bas schorre est représenté en majorité par *Miliammina fusca*, tandis que le haut schorre montre une abondance de *Jadammina macrescens*. Néanmoins, à l'approche de la roselière, *Trochammina inflata* et *Haplophragmoides wilberti* deviennent prédominants, jusqu'à l'altitude de 4 m NGF où les foraminifères disparaissent totalement. Ces observations sont synthétisées dans la figure 42, qui présente l'étagement des différentes espèces de foraminifères en fonction de l'altitude, des niveaux de marée, des formations végétales.

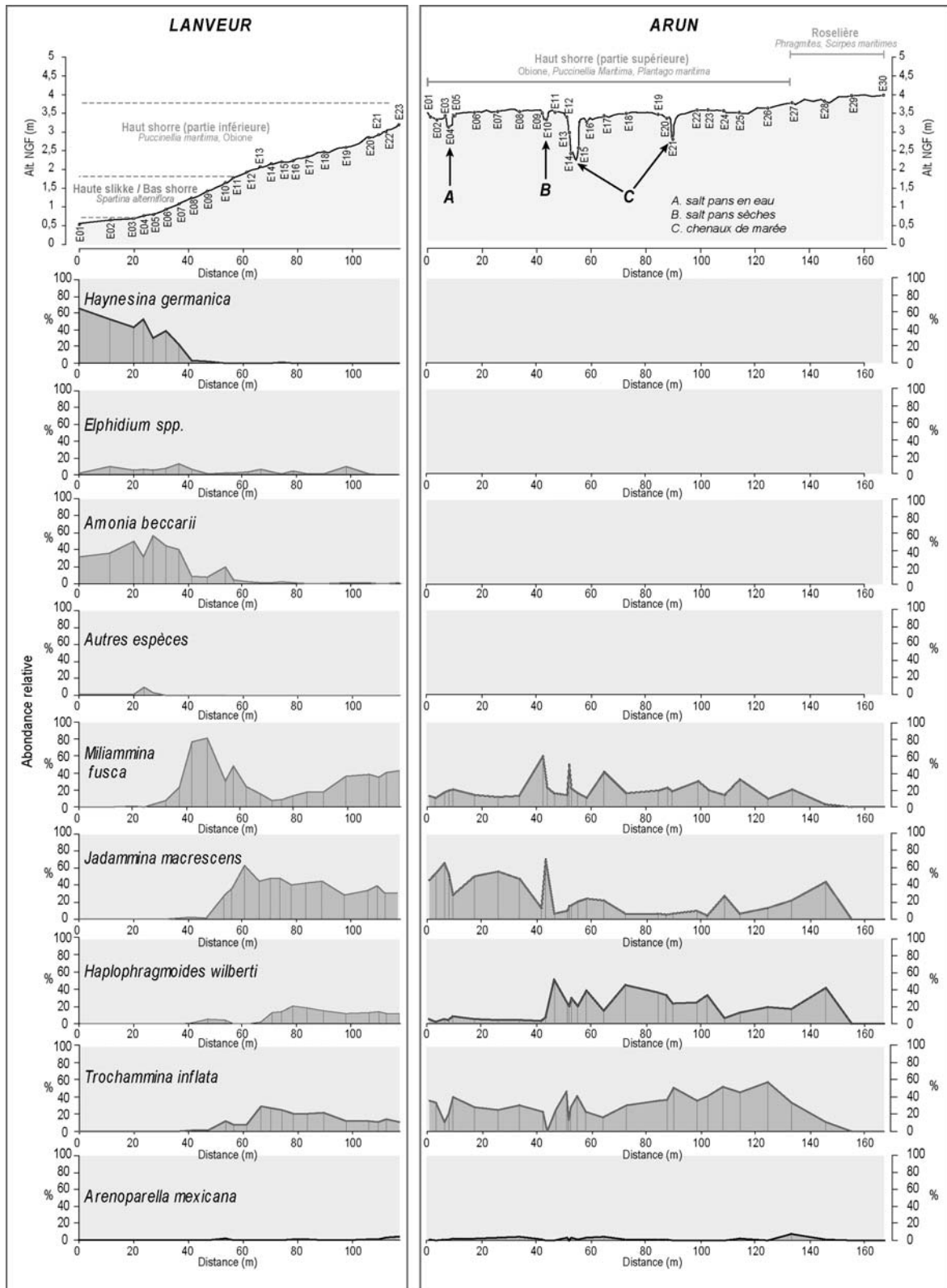


Figure 41 : Topographie des transects réalisés dans les marais maritimes de la baie de Lanveur et de Arun, localisation des prélèvements sédimentaires, et abondance relative des foraminifères.

Ces résultats sont en accord avec les études antérieures effectuées sur les marais maritimes de Bretagne (Duchemin *et al.*, 2005) et du Royaume-Uni (Edwards et Horton, 2000, 2006 ; Horton et Edwards, 2005, 2006 ; Horton *et al.*, 2000 ; Massey *et al.*, 2006a). L'existence d'une répartition

verticale des foraminifères dans la zone intertidale rend donc possible la mise au point et l'application d'une fonction de transfert.

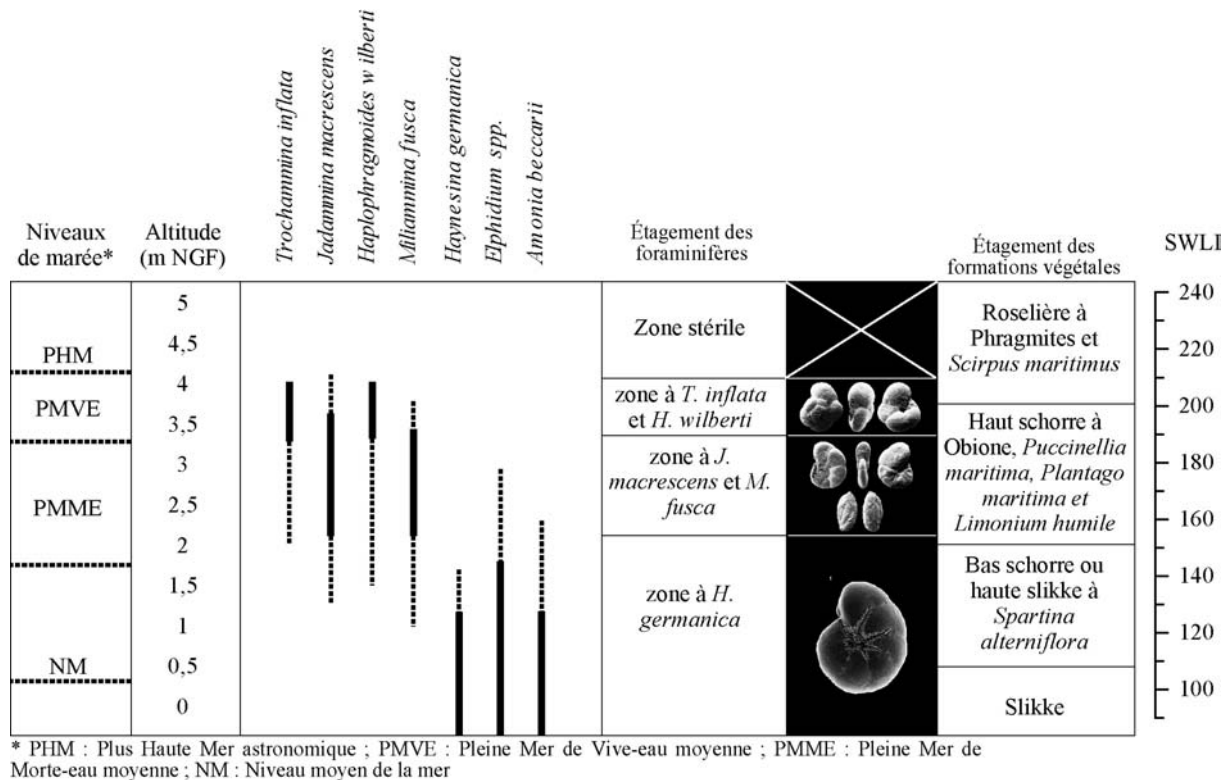


Figure 42 : Synthèse de la distribution altitudinale des espèces de foraminifères et des étages littoraux rencontrés le long des transects réalisés en baie de Lanveur et dans le marais maritime d'Arun. Les traits pleins indiquent l'optimum altitudinal des foraminifères, tandis que les lignes en pointillés montrent leurs limites de distribution.

2-3- Etape 2 : développement de la fonction de transfert

Les données relatives à la répartition actuelle des foraminifères en fonction de l'altitude ont été utilisées pour développer une fonction de transfert relative au niveau marin. Les analyses ont été réalisées sous le logiciel C² (version 1.3, Juggings, 2003) qui offre la possibilité d'utiliser plusieurs techniques statistiques. Si toutes les méthodes utilisées produisent des reconstitutions qui montrent le même modèle général de changement, la régression conjuguant les « moindres carrés » et les « moyennes pondérées » (*Weighted-averaging partial least squares*, ou WA-PLS) offre les plus forts coefficients de détermination (r^2) et de très faibles écarts-types de prédiction (*Root Mean Square Error of Prediction*, ou RMSEP) (Edwards *et al.*, 2004 ; Massey *et al.*, 2006a). WA-PLS est une modification de la méthode des moyennes pondérées (WA) qui ne considère plus la variance le long d'un unique gradient environnemental, tel que l'altitude ou le SWLI, mais qui intègre également dans l'analyse l'influence d'autres variables environnementales, telles que la micro-topographie ou le type de végétation, susceptibles de perturber également la distribution des foraminifères. Ces variables environnementales peuvent modifier la relation entre la faune et l'altitude et entraîner des écarts

importants entre les valeurs estimées et les valeurs prédites par le modèle. Aussi, la méthode WA-PLS améliore-t-elle les prédictions du modèle en tenant compte de ces différences, représentées par les résidus, et en considérant ainsi l'influence combinées de toutes variables environnementales.

Le développement de la fonction de transfert est un processus itératif. Dans un premier temps, toutes les données sont utilisées afin d'identifier les échantillons présentant une très faible relation avec l'altitude. Ces échantillons présentent des résidus plus importants que la déviation standard. Cela peut être lié à des perturbations anthropiques (surtout dans le haut schorre) ou à des perturbations liées à l'activité biologique dans les bas schorres. Ces échantillons doivent donc être écartés de l'analyse afin d'augmenter la capacité de prédiction de la fonction de transfert. Dans cette étude, nous avons exclu uniquement les échantillons E29 et E30, prélevés le long du transect d'Arun, qui ne présentaient aucun foraminifère et perturbaient, de ce fait, le modèle statistique.

Dans un second temps, la fonction de transfert finale, que nous avons appelée RATF, est réalisée. La qualité du modèle statistique est évaluée en utilisant les indices standard, tels que le coefficient de détermination r^2 ou l'écart type (RMSE). Les erreurs associées à la reconstitution du SWLI sont données par l'erreur maximale de prédiction (*Max Bias*) et l'écart type de prédiction (RMSEP) (tableau 3). Ces deux indices sont calculés selon un processus connu sous le nom de *jack-knifing* où chaque échantillon est enlevé à son tour de la série de données et les valeurs du SWLI prédites sont comparées avec les valeurs produites par la fonction de transfert.

	SWLI			Mètres		
	Comp 1	Comp 2	Comp 3	Comp 1	Comp 2	Comp 3
<i>RMSE</i>	15,6	13,8	13,0	0,51	0,46	0,43
r^2	0,72	0,79	0,81	0,72	0,79	0,81
<i>Max Bias</i>	33,3	21,8	20,3	1,1	0,72	0,67
<i>RMSEP</i>	16,6	15,5	16,2	0,55	0,51	0,54

Tableau 3 : Indices statistiques pour les trois premières composantes de la régression permettant d'évaluer la qualité de la fonction de transfert RATF basée sur les foraminifères, développée en utilisant la régression WA-PLS (la composante 2 utilisée dans notre étude est en gras).

Le programme C² livre ces indices pour les 3 composantes de la régression (tableau 3). Dans cette étude, la composante 2 a été utilisée pour les prédictions du SWLI (figure 43) car elle possède un double avantage : elle améliore la relation entre les foraminifères et l'altitude en tenant compte des résidus (et donc des variables environnementales telles que la micro-topographie, le couvert végétal,...), sans pour autant s'écarter du modèle de répartition altitudinale tel qu'il se présente dans la réalité (composante 1). Ainsi, les coefficients de détermination r^2 sont réduits et la capacité de prédiction du modèle (*Max Bias* et RMSEP) est améliorée (tableau 3). La composante 3 donne des coefficients de détermination plus forts, mais s'écarte plus fortement de la réalité puisque la part des résidus prise en compte pour améliorer la régression est plus importante.

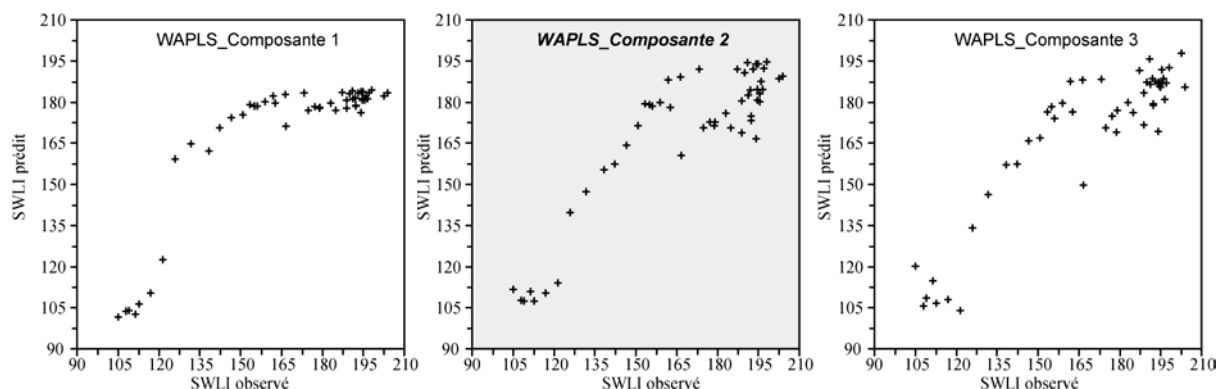


Figure 43 : Graphiques présentant les valeurs observées et les valeurs prédites de SWLI pour les trois premières composantes de la fonction de transfert RATF. La composante que nous avons utilisée est grisée.

En définitive, la fonction de transfert développée pour la rade de Brest permet de prédire la position du niveau marin à ± 51 cm. Cette marge d'erreur peut paraître importante au regard d'autres fonctions de transfert développées en domaine micro-tidal (Southall *et al.*, 2006). Toutefois, Edwards et Horton (2006) rappellent que cette part d'incertitude est fortement commandée par l'importance du marnage. Aussi, la meilleure manière de comparer la qualité de notre modèle avec d'autres fonctions de transfert développées à travers le monde est de faire le rapport entre le marnage et l'écart type d'incertitude (RMSEP). Dans notre étude, ce rapport est de 7,1 % (tableau 4). Cette valeur apparaît tout à fait acceptable au regard des études réalisées par Gehrels (2000), Edwards *et al.* (2004), Massey *et al.* (2006a), Southall *et al.* (2006).

Site	N	RMSEP (m)	Marnage (m)	RMSEP/marnage (%)	Références
Maine, USA	68	0,25	3,11	7,9	Gehrels (2000)
Sud-ouest du Royaume-Uni	85	0,29	3,45	8,3	Massey <i>et al.</i> (2006a)
Connecticut, USA	91	0,18	1,36	13,5	Edwards <i>et al.</i> (2004)
Nouvelle-Zélande (sud-est)	31	0,05	1,5	3,1	Southall <i>et al.</i> (2006)
Rade de Brest, France	53	0,51	7,2	7,1	Cette étude

Tableau 4 : Comparaison des RMSEP obtenus par les différentes fonctions de transfert développées à travers le monde. N représente le nombre d'échantillons prélevés.

Tableau 5 :

2-4- Etape 3 : application de la fonction de transfert

L'étape finale d'une fonction de transfert est son application aux assemblages de foraminifères fossiles, reconnus dans les différentes unités stratigraphiques. Des comptages ont donc été réalisés sur les 155 échantillons prélevés le long des sondages de référence, en suivant le même protocole que celui décrit pour l'étude des analogues modernes. A chaque échantillon correspond un

assemblage différent permettant d'obtenir une estimation du SWLI, après application de la fonction de transfert, via le programme C².

La fiabilité des estimations est d'autant plus grande que les assemblages fossiles sont similaires aux analogues modernes, en terme de composition. Cette fiabilité peut être déterminée de manière statistique en utilisant la technique MAT (*Modern Analogue Technique*), sous le programme C². Cette technique permet, en réalité, d'identifier les échantillons fossiles qui n'ont pas d'équivalent dans les analogues modernes utilisés pour mettre au point la fonction de transfert et, le cas échéant, de ne pas en tenir compte dans l'interprétation des résultats. La technique est basée sur le calcul d'un coefficient de similitude (ou de dissimilitude), obtenu par la comparaison de chaque échantillon fossile avec ses dix plus proches analogues modernes. Le 10^{ème} percentile de ce coefficient constitue un seuil approximatif pour estimer si les échantillons fossiles disposent ou non de bons analogues modernes (Horton *et al.*, 2000 ; Edward et Horton, 2000 ; Horton et Edwards, 2005 ; Southall *et al.*, 2006).

L'absence d'analogue moderne est le plus souvent attribuée aux processus taphonomiques affectant les tests des foraminifères à leur mort. Dans les zones de slikke et de schorre, les tests de foraminifères calcaires subissent souvent une forte dissolution, notamment au voisinage des dépôts tourbeux dont les faibles valeurs de pH accélèrent le processus (Patterson *et al.*, 1999 ; Arminot du Châtelet *et al.*, 2005 ; Schröder-Adams, 2006). Dans ce cas, la faune actuelle ne trouve pas d'équivalent dans les peuplements fossiles. Pour cette raison, les espèces agglutinées sont considérées comme de meilleurs indicateurs du niveau marin. Celles-ci peuvent néanmoins subir une destruction taphonomique à travers la bioérosion, l'abrasion, la fragmentation mécanique ou la minéralisation. Parmi les espèces agglutinées, les taxons bénéficiant d'un fort potentiel de préservation sont *Arenoparella*, *Haplophragmoides*, et *Trochammina* (Goldstein *et al.*, 1995). Par chance, ces espèces dominent dans les marais maritimes de la rade de Brest.

2-5- Conclusion partielle

Une fonction de transfert basée sur les foraminifères a été mise au point en rade de Brest afin de positionner les dépôts anciens par rapport au niveau marin. La collecte d'analogues modernes a été réalisée dans le marais maritime d'Arun et en baie de Lanveur. L'étagement actuel des différentes espèces de foraminifères a été mis en évidence à partir de 53 échantillons prélevés à différents niveaux sur l'estran et pour lesquels un comptage préalable de 300 individus de foraminifères a été réalisé par échantillon. La fonction de transfert a été développée sur le programme C² (version 1.3, Juggings, 2003) en utilisant la deuxième composante d'une régression linéaire conjuguant les moindres carrés et les moyennes pondérées (WA-PLS). Cette fonction de transfert permet ainsi de prédire la position du niveau marin à ± 51 cm. Elle a été appliquée aux assemblages de foraminifères fossiles reconnus le long des quatre sondages de référence dans les marais maritimes d'Arun, de Troaon et de Porzguen. Au total, 155 échantillons sédimentaires prélevés le long des sondages ont été analysés. La fiabilité des estimations a été déterminée de manière statistique en utilisant la technique MAT permettant de vérifier que les assemblages fossiles ont bel et bien leur équivalent contemporain.

3- Evolution paléoenvironnementale des systèmes cordons littoraux/marais maritimes et anciennes positions de la ligne de rivage

3-1- Evolution du site de Troaon

Le secteur de Troaon se caractérise par la présence d'une flèche s'allongeant vers le sud sur près de 250 m jusqu'à fermer presque entièrement un marais maritime d'une superficie de 6 ha. Nous verrons, dans la deuxième partie de la thèse, que cette flèche s'est mise en place au cours des deux derniers siècles. Auparavant, le marais était protégé par une flèche s'étirant vers le nord et dont il ne reste que quelques témoins en arrière de la flèche actuelle. Cet ancien cordon était orienté perpendiculairement aux vagues incidentes particulièrement morphogènes dans ce secteur puisque les vents de secteur ouest bénéficient d'une longueur de fetch atteignant 19 km.

3-1-1- Géométrie des dépôts sédimentaires holocènes

La stratigraphie des dépôts sédimentaires a été reconstituée dans le marais maritime de Troaon par le biais de 14 sondages à la tarière à gouge, répartis de façon homogène sur l'ensemble du marais. Cinq datations radiocarbone AMS effectuées à différents niveaux du sondage Troa-C2 permettent de proposer une première reconstitution de la mise en place des sédiments durant la période dite « post-climax » (7-6000 BP), le long d'un transect longitudinal (figure 44). Ce dernier montre une séquence transgressive, se traduisant par une accentuation du caractère marin des dépôts mis en place successivement vers la terre ferme, sous l'effet de la transgression fini-holocène. Trois unités stratigraphiques sont distinguées.

3-1-1-1- Unité 1

L'unité 1, la plus ancienne, repose sur le toit du substratum constitué de schistes dévonien. Elle est composée de plusieurs niveaux tourbeux, riches en morceaux de bois et en débris de phragmites (figure 45). En faible proportion, les sédiments minéraux sont argilo-silteux et présentent un grain moyen compris entre 40 et 70 μm (figure 46). L'épaisseur de ces dépôts organiques est croissante du sondage Troa-C1 jusqu'au sondage Troa-C2, où elle est maximale et atteint 1,7 m (figure 44). Les datations réalisées à la base et au sommet de cette unité révèlent une mise en place s'échelonnant entre 5 450 ^{14}C BP (4451-4071 cal.BC) et 4 230 ^{14}C BP (2927-2590 cal.BC), soit de la fin de l'Atlantique au début du Subboréal. Ces dépôts sont donc contemporains des tourbes qui affleurent au niveau des plus basses mers de vive-eau en Bretagne (Morzadec-Kerfourn, 1969 ; Visset et Bernard, 2006) et dont la mise en place est associée à un contexte de ralentissement de la transgression marine sur lequel nous reviendrons dans le chapitre suivant.

L'analyse des foraminifères indique un niveau de sédimentation situé autour de 3,5 m au-dessus du niveau moyen de la mer (figure 45), correspondant à la limite entre l'étage supralittoral et le milieu terrestre, généralement occupée par les Phragmites et *Scirpus maritimus*. Les assemblages sont dominés par *Trochammina inflata* et, secondairement, par *Jadammina macrescens* et *Haplophragmoides wilberti*. Deux niveaux tourbeux (unité 1B et 1D, figure 45), dans lesquels les foraminifères sont totalement absents, témoignent d'un environnement de dépôt soustrait à l'influence marine et correspondent à une tourbe dulçaquicole.

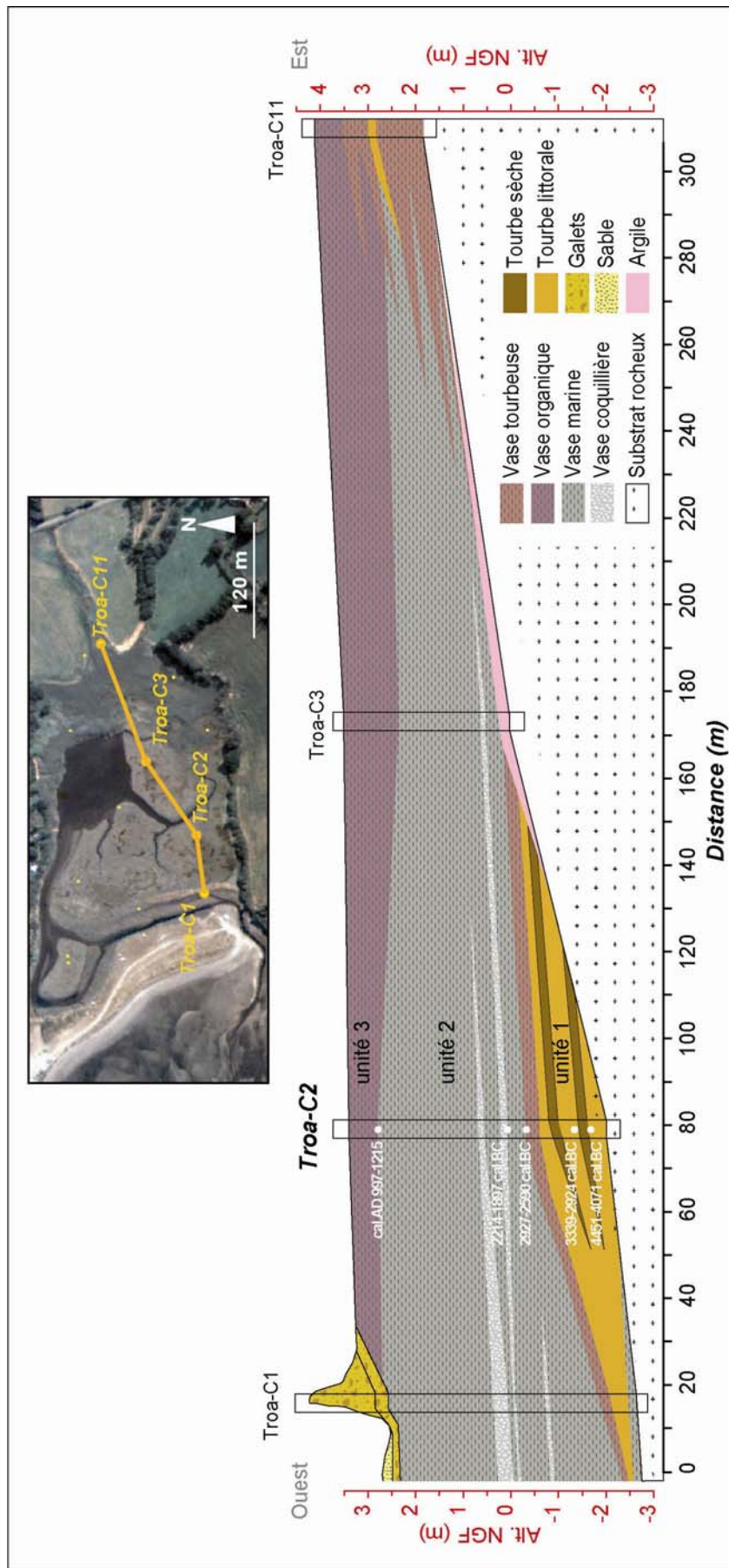


Figure 44 : Reconstitution de la séquence stratigraphique longitudinale dans le marais maritime de Troaon.

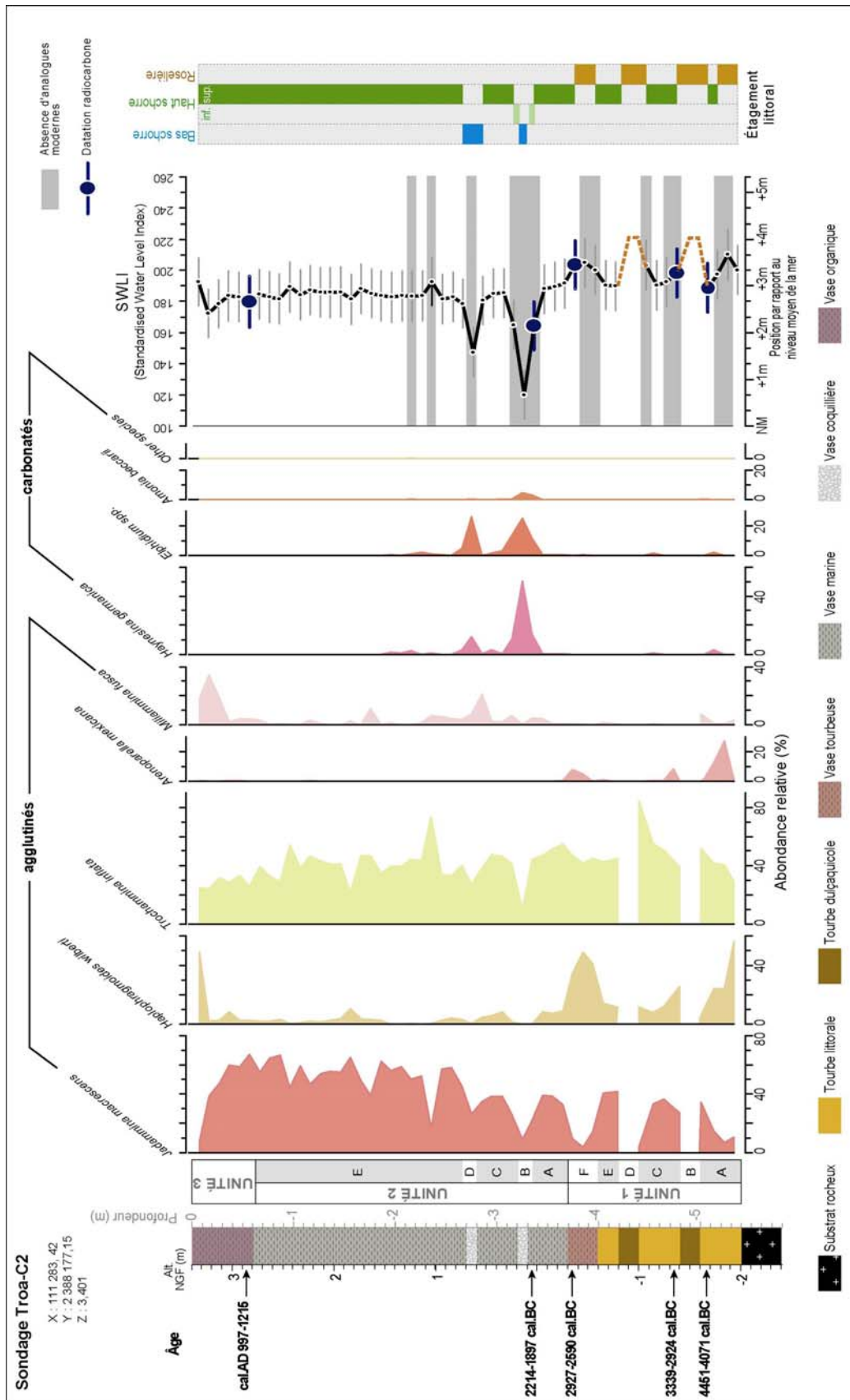


Figure 45 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Troa-C2. Les diagrammes représentent l'abondance relative (en pourcentage) des espèces de foraminifères comptés le long du sondage. La position relative de chaque échantillon par rapport au niveau moyen de la mer (NM), obtenue en appliquant la fonction de transfert RATF, est exprimée en niveau marin standardisé (SWLI) et en mètres. L'étagement littoral est déterminé en fonction des valeurs de SWLI.

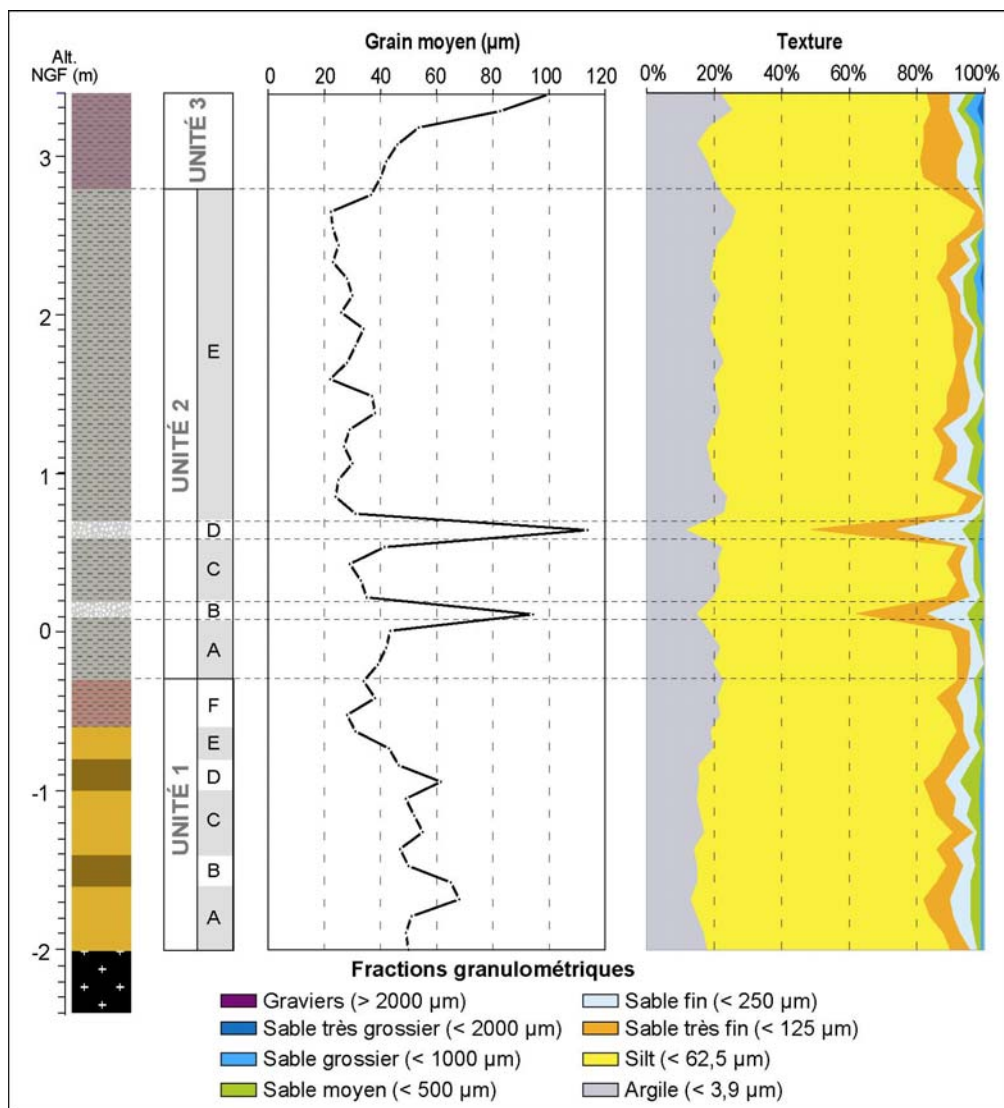


Figure 46 : Analyse granulométrique le long du sondage Troa-C2.

Le passage à un milieu plus continentalisé peut être attribué à un léger mouvement régressif, ou encore à l'exhaussement progressif de la tourbière littorale par sédimentation organique. Celle-ci s'effectue toutefois avec une extrême lenteur. Le taux de sédimentation apparent (dans lequel l'effet du tassement n'est pas pris en compte) mesuré pour l'unité 1B est compris entre 0,13 et 0,15 mm/an.

L'unité 1 se termine par un niveau de vase tourbeuse (unité 1F) qui témoigne d'une influence marine accrue, probablement liée à une reprise de la transgression marine.

3-1-1-2- Unité 2

L'unité 2 correspond à un dépôt de marais maritime. Elle est essentiellement composée d'une vase grise argilo-silteuse (grain moyen compris entre 20 et 40 µm), contenant de nombreuses radicelles de végétation halophile. L'épaisseur de cette formation atteint 4,5 m au niveau du sondage Troa-C1 et décroît vers l'intérieur du marais maritime (figure 44). Les datations radiocarbone réalisées le long du sondage Troa-C2 indiquent une mise en place s'étalant du Subboréal au Subatlantique, entre 4230 ¹⁴C BP (2927-2590 cal.BC) et 940 ¹⁴C BP (cal.AD 997-1215).

Dans l'ensemble, la composition en foraminifères est relativement homogène. Les assemblages sont dominés par *Trochammina inflata* et *Jadammina macresens* (figure 45). La fonction de transfert établit en moyenne un niveau de sédimentation situé à 2,7 m au-dessus du niveau moyen de la mer, ce qui correspond à l'étage littoral occupé par le haut schorre.

Au sein de cette unité, deux passées sablo-vaseuses très riches en coquilles d'hydrobies et de coques sont identifiées (unités 2B et 2D). La granulométrie est plus grossière et le cortège de foraminifères associé est également différent du reste de l'unité 2. Les espèces carbonatées telles que *Haynesina germanica* et *Elphidium spp.* dominent (figure 45). Ce type d'assemblage est caractéristique du bas schorre, voire de la haute slikke. La fonction de transfert fixe donc le niveau de sédimentation entre +0,6 m et +1,3 m au-dessus du niveau moyen de la mer. L'application de la technique MAT souligne toutefois l'absence d'analogues modernes associés à ces assemblages.

3-1-1-3- Unité 3

L'unité 3 correspond à un dépôt argilo-silteux contenant une fraction organique importante, essentiellement constituée de radicales en cours d'oxydation.

Ce dépôt présente également un enrichissement en sable et une granulométrie croissante à mesure que l'on atteint la surface (figure 46), en raison d'une probable modification des caractéristiques hydrodynamiques du marais maritime. Cette unité montre une épaisseur variable, comprise en 0,6 m au niveau du sondage Troa-C2 et 1,2 m au niveau du sondage Troa-C3 (figure 44). La datation effectuée à la base de cette unité indique une mise en place au cours du dernier millénaire de notre ère.

La composition en foraminifères est assez semblable à celle de l'unité 2. Elle est dominée par *Trochammina inflata* et *Jadammina macresens* et permet d'estimer le niveau de sédimentation à +2,8 m par rapport au niveau moyen de la mer (figure 45).

3-1-2- Interprétations paléoenvironnementales

Le colmatage du marais maritime de Troaon débute à la fin de la période Atlantique, vers 5450 ¹⁴C BP (4451-4071 cal.BC), par une sédimentation organique, probablement dans un contexte de stationnement du niveau marin à environ 5 m en dessous de son niveau actuel. Une tourbière littorale à *Phragmites* se développe alors à une position plus avancée qu'elle ne l'est aujourd'hui. Bien qu'aucun élément ne vienne confirmer la présence d'un cordon littoral en avant de cette tourbière, sa mise en place dans un secteur exposé à de grandes longueurs de fetch laisse supposer l'existence d'un obstacle à l'agitation marine.

Durant le Subboréal, vers 4 230 ¹⁴C BP (2927-2590 cal.BC), l'ensemble du système littoral se déplace vers l'intérieur des terres. Au niveau du sondage Troa-C2, la tourbière littorale est remplacée par un schorre, probablement protégé par un cordon littoral. La sédimentation s'effectue donc dans un milieu confiné, favorable à la décantation des particules fines. Deux dépôts sablo-vaseux à débris coquilliers et foraminifères carbonatés indiquent toutefois un changement important dans le degré de confinement du marais maritime à partir de 3690 ¹⁴C BP (2214-1897 cal.BC).

Ces deux dépôts de vase coquillière présentent un cortège faunistique caractéristique des slikkes. Toutefois, compte tenu de leur faible épaisseur, ils ne doivent pas être interprétés comme les témoins de pulsations transgressives ayant modifié de façon durable l'environnement de dépôt. Ces

deux niveaux sont à considérer comme des dépôts de tempêtes, associés à la destruction brutale et la reformation d'un cordon littoral protégeant auparavant le marais maritime. L'ouverture de brèches dans une accumulation située plus en avant sur l'estran a probablement entraîné le transfert rapide, vers l'intérieur du marais, de sédiments fins situés sur le bas de plage. Ce transfert a favorisé un certain brassage des populations de foraminifères occupant les différents étages littoraux, ce qui explique, d'une part, la forte proportion des espèces carbonatées dans les échantillons et, d'autre part, l'absence d'analogues modernes permettant de déterminer la position altitudinale de ces assemblages fossiles. Ces épisodes traduisent donc une phase d'instabilité du système littoral qui pourrait correspondre au début de la péjoration climatique qui affecte toute l'Europe de l'ouest entre le Subboréal et le Subatlantique (Van Geel *et al.*, 1996 ; Anderson *et al.*, 1998) et qui pourrait s'expliquer par une recrudescence des événements tempétueux (Regnaud *et al.*, 1996 ; Clavé *et al.*, 2001). Cet aspect sera développé dans le troisième chapitre de cette partie.

A l'issue de cette période, le système littoral est marqué par une certaine stabilité. Le cordon se reconstitue et le marais maritime retrouve des conditions propices à la sédimentation vaseuse. Les vitesses d'accrétion accompagnent alors le mouvement de transgression marine amorcée précédemment. Par ailleurs, la remontée du niveau marin favorise probablement le recul progressif du cordon vers l'intérieur du marais, sans toutefois entraîner sa rupture.

3-2- Evolution du site de Porzguen

Le site de Porzguen se présente sous la forme d'une flèche de graviers s'étirant vers le nord sur une longueur de 150 m et abritant un petit marais d'une superficie de seulement 3 ha. La flèche est alignée dans le sens des vagues incidentes dont la hauteur dépasse rarement 10 cm dans ce secteur, en raison des très faibles longueurs de fetch. Les conditions hydrodynamiques sont donc extrêmement faibles et assurent au cordon littoral une grande stabilité sur une échelle de temps centennale, comme nous le verrons dans la seconde partie de notre travail. A priori, ce site ne se prête pas à une forte mobilité littorale. Ce caractère d'abri en fait néanmoins un site « référence » pour l'enregistrement des mouvements eustatiques à long terme que nous étudierons dans le troisième chapitre de cette partie.

3-2-1- Géométrie des dépôts holocènes

Huit sondages à la tarière à gouge couvrant une grande partie de la surface du marais ont permis de reconstituer la stratigraphie des dépôts sédimentaires sur le site de Porzguen (figure 47). Cinq datations radiocarbone AMS effectuées à différents niveaux du sondage Porz-C2 permettent également de retracer les étapes du comblement sédimentaire au cours des derniers millénaires le long d'un transect longitudinal (figure 47).

A l'instar du marais de Troaon, la séquence stratigraphique est transgressive. Trois unités stratigraphiques peuvent être distinguées de l'analyse sédimentologique et de l'étude de la micro-faune (figure 48).

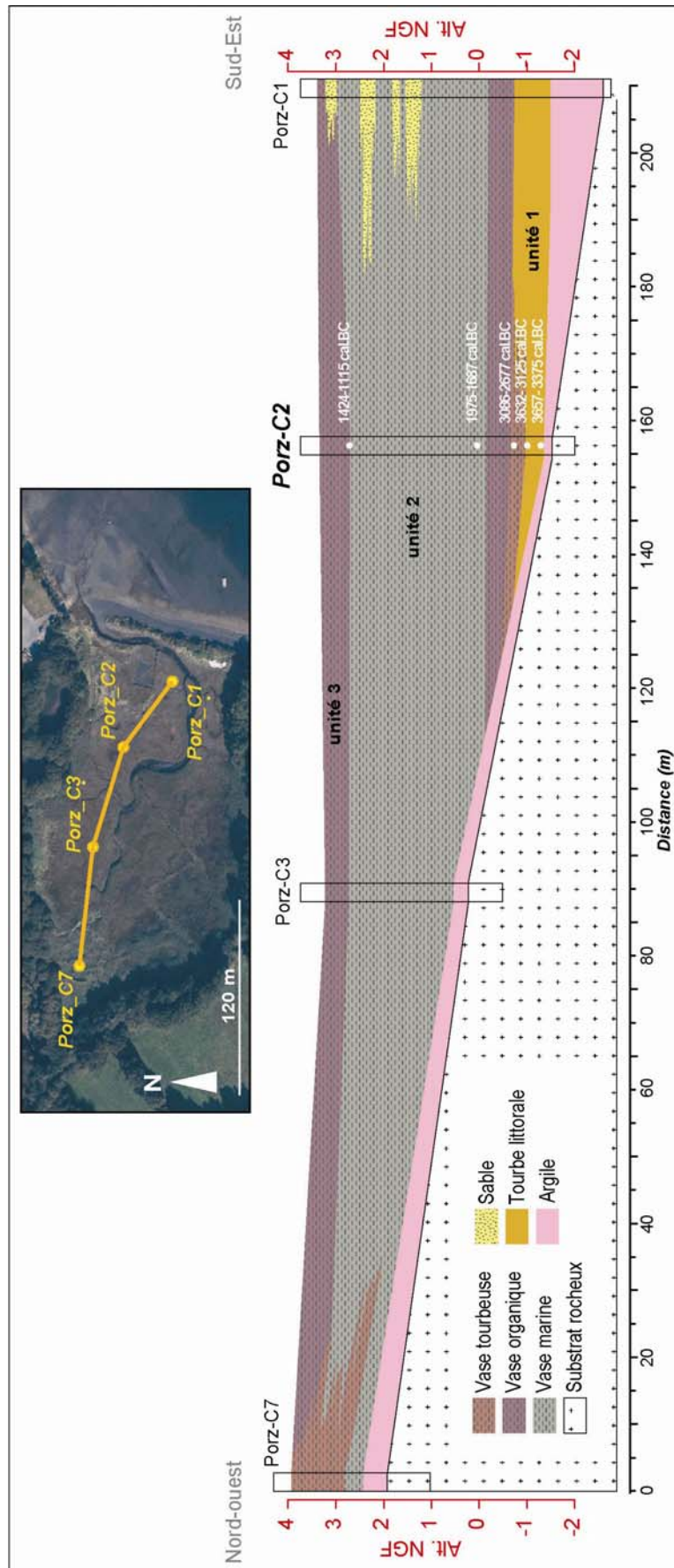


Figure 47 : Reconstitution de la séquence stratigraphique longitudinale dans le marais maritime de Porzguen.

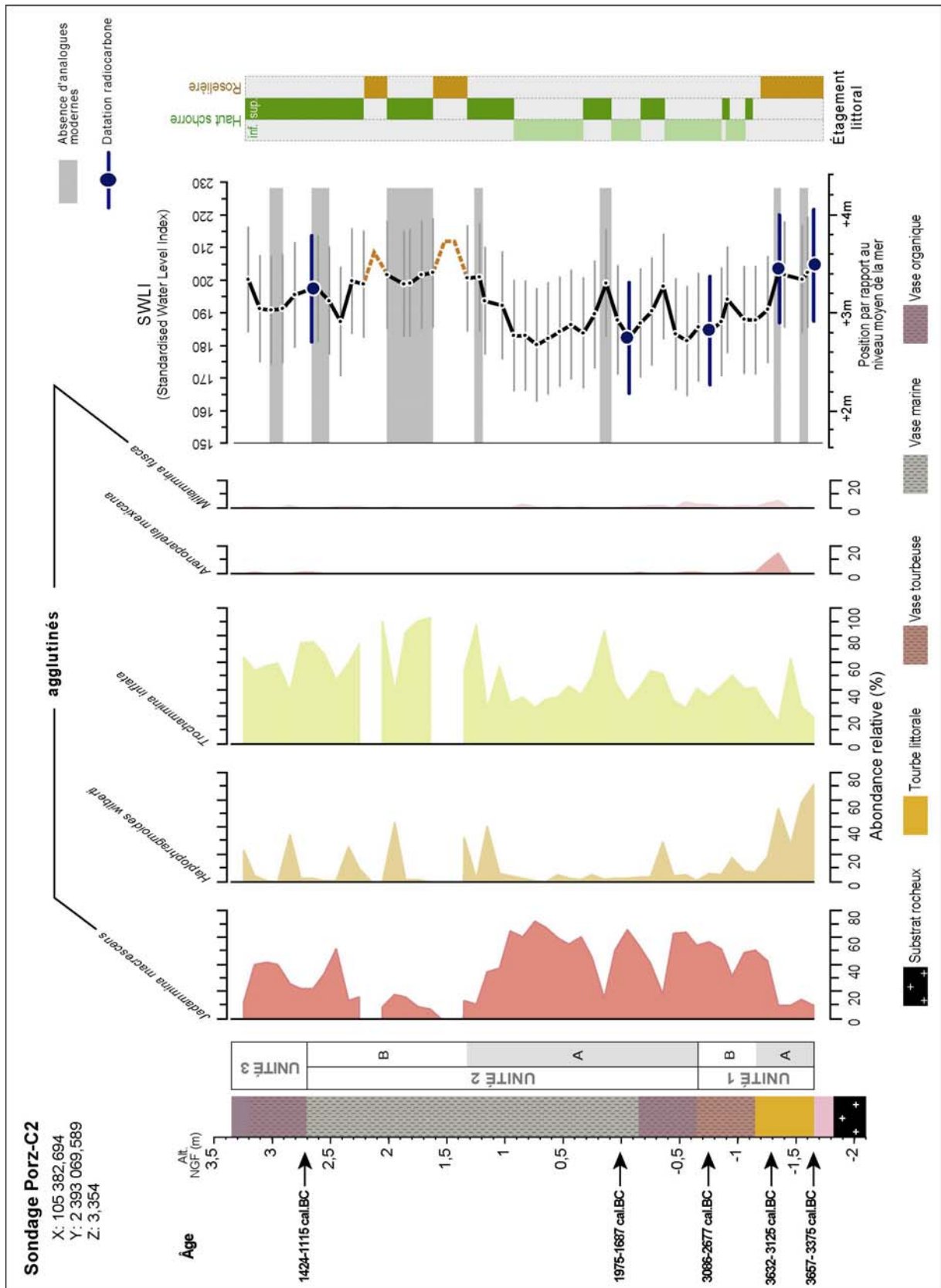


Figure 48 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Porz-C2.

3-2-1-1- Unité 1

L'unité 1 repose sur des argiles issues de l'altération des schistes dévoniens (formation des schistes de Porzguen) constituant le substratum rocheux. D'une épaisseur de 1 m en moyenne, le dépôt argilo-silteux comporte une importante fraction organique et contient de nombreux macro-restes végétaux (fragments de bois, feuilles et radicules). Cette unité stratigraphique est située à une altitude comprise entre -1,65 m et -0,65 m NGF. Les datations radiocarbone livrent des âges compris entre 3657- 3375 cal.BC et 3086-2677 cal.BC et permettent de situer la mise en place de ce dépôt durant le Subboréal.

Dans le détail, deux sous-unités peuvent être distinguées (figure 48). La base de l'unité 1 (unité 1A) correspond à une formation de tourbière littorale, dont la mise en place s'échelonne entre 4 775 ans ¹⁴C BP (3657- 3375 cal.BC) et 4 640 ans ¹⁴C BP (3632- 3125 cal.BC). Les assemblages de foraminifères sont dominés par *Trochammina inflata* et *Haplophragmoides wilberti*. Bien que certains échantillons n'aient pas d'analogues modernes probablement du fait d'une destruction taphonomique, la fonction de transfert établit le niveau de sédimentation à +3,4 m par rapport au niveau moyen de la mer. L'unité 1B est composée d'une vase tourbeuse et se distingue de l'unité 1A d'un point de vue granulométrique par un léger enrichissement en argile et un grain moyen situé autour de 40 µm. L'âge de ce dépôt est compris entre 4 640 ans ¹⁴C BP (3632-3125 cal.BC) et 4 280 ans ¹⁴C BP (3086-2677 cal.BC). Les assemblages de foraminifères montrent une part plus importante de *Jadammina macrescens* aux dépens d'*Haplophragmoides wilberti* suggérant un niveau de sédimentation compris entre +2,8 m et +3 m par rapport au niveau marin moyen. Cette position altitudinale correspond à la partie inférieure du haut schorre.

3-2-1-2- Unité 2

L'unité 2 est constituée d'une vase marine argilo-silteuse (figure 49), plus organique à la base, dont l'épaisseur atteint 3,30 m au niveau du sondage Porz-C2 (figure 47). Si la texture du sédiment est relativement homogène sur toute l'épaisseur du dépôt, le grain moyen s'accroît progressivement de la base jusqu'au sommet, passant ainsi de 40 µm à 60 µm. Cette unité s'est mise en place durant le Subboréal et livre des âges compris entre 4 280 ans ¹⁴C BP (3086-2677 cal.BC) et 3 025 ans ¹⁴C BP (1424-1115 cal.BC). Les niveaux sableux rencontrés par le sondage Porz-C1 sont liés à la divagation du chenal principal de marée drainant le marais. La composition en foraminifères permet de distinguer deux sous-unités 2A et 2B. La partie inférieure de l'unité stratigraphique 2 (unité 2A) est dominée par *Trochammina inflata* et *Jadammina macrescens* et indique un niveau de sédimentation correspondant à la partie inférieure du haut schorre. En revanche, la partie supérieure de l'unité 2 (unité 2B) se caractérise par une diminution importante de *Jadammina macrescens* et la prédominance de *Trochammina inflata* dans les assemblages fossiles. Son abondance relative dépasse 90 % dans certains échantillons. Ce type d'assemblage n'est représenté par aucun analogue moderne et explique l'incapacité de la fonction de transfert à déterminer le niveau de sédimentation. Toutefois, nous avons observé précédemment que *Trochammina inflata* est dominante dans les parties hautes du schorre, en limite avec les tourbières littorales occupées par les roselières à phragmites. Par conséquent, l'unité 2B peut être associée à un dépôt de haut schorre, voire de tourbière. En outre, l'absence totale de foraminifères à deux niveaux de l'unité 2B pourrait indiquer une continentalisation du milieu.

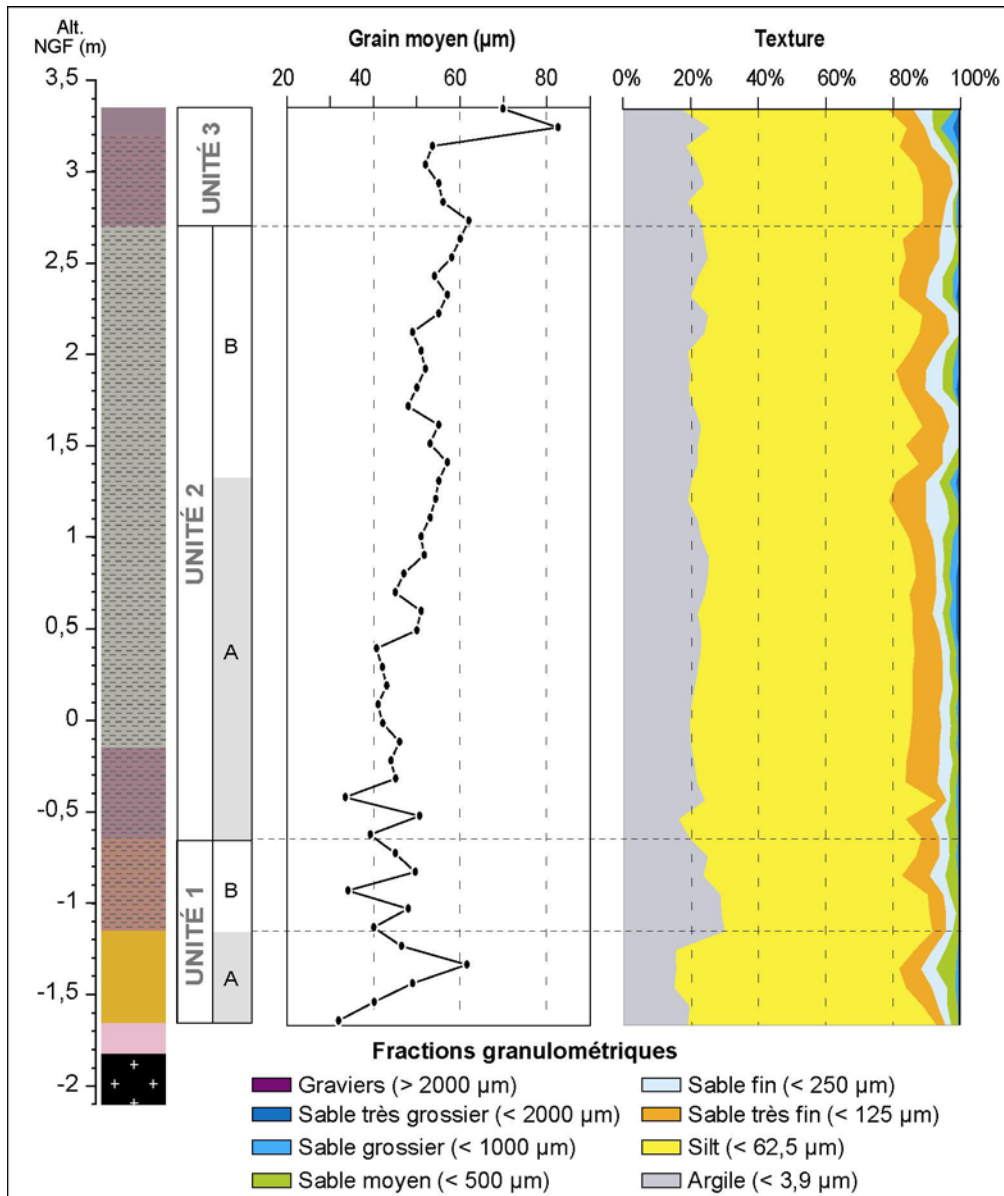


Figure 49 : Analyse granulométrique le long du sondage Porz-C2.

3-2-1-3- Unité 3

L'unité 3 se compose d'une vase organique argilo-silteuse (figure 49), très tassée, dont la mise en place est associée à un atterrissement progressif du marais, dans un contexte de stabilité relative du niveau marin tardi-holocène. La base de cette unité livre un âge de 3025 ans ¹⁴C BP (1424-1115 cal.BC).

3-2-2- Interprétations paléoenvironnementales

Les données acquises le long de la carotte Porz-C2 témoignent d'une évolution paléoenvironnementale qui n'est pas marquée par de fortes vicissitudes. Comme on pouvait s'y attendre dans un environnement aussi abrité, aucune phase de destruction brutale du cordon littoral associée à des événements météo-marins de forte intensité n'est mise en évidence par l'analyse granulométrique et micropaléontologique.

La sédimentation débute vers 5000 BP par l'installation d'une tourbière littorale. Rapidement submergée, probablement dans un contexte de transgression marine rapide, la tourbière laisse place à un haut schorre. Ce schorre connaît alors une accrétion particulièrement rapide durant le Subboréal. L'unité stratigraphique 2, dont l'épaisseur est d'environ 3 m, se met en place en seulement un millénaire, suggérant un taux de sédimentation de 3 mm/an. La présence d'un cordon littoral favorise probablement cette aggradation en milieu confiné. Une augmentation progressive du grain moyen vers le sommet de l'unité 2 peut être interprétée comme le résultat d'un recul progressif du cordon littoral vers l'intérieur du marais. Par ailleurs, les niveaux sableux rencontrés au niveau du sondage Porz-C1 suggèrent un système de drainage par la mise en place de chenaux de marée identique à l'actuel. Dès le début du Subboréal, le secteur de Porzguen présente donc une configuration similaire à celle qu'on lui connaît aujourd'hui. Depuis cette date, la physionomie du marais maritime et celles du cordon littoral qui lui est associé ont connu très peu de modifications.

3-3- Evolution du site d'Arun

La morphologie du site d'Arun a été décrite précédemment. Le marais maritime ne couvre qu'une superficie d'environ 1,3 ha. Il est protégé de l'agitation marine par un système de doubles flèches littorales disposées en chicane (Guilcher *et al*, 1957 ; Stéphane, 2004) et communique avec la mer par une passe étroite. Les flèches sont disposées perpendiculairement aux plus grandes longueurs de fetch, qui peuvent atteindre 7,5 km lorsque les vents ont une provenance de nord-ouest. Ces conditions d'exposition rendent possibles les phénomènes de débordement lors d'épisodes tempétueux de forte intensité.

3-3-1- Géométrie des dépôts holocènes

La stratigraphie des dépôts sédimentaires a été reconstituée dans le marais maritime d'Arun par le biais de onze sondages à la tarière à gouge. Sept d'entre eux suivent l'axe longitudinal du marais permettent de retracer les grandes étapes du remplissage sédimentaire holocène (figure 50). Les sondages Arun-C10 et Arun-C14 ont servi de sondage de référence le long desquels l'analyse granulométrique et le comptage des foraminifères ont été effectués (figures 51 et 52). Par ailleurs, six datations radiocarbone AMS ont été obtenues. La datation portant sur l'échantillon Arun_C10_E12 (code Erl-11754, tableau 1) livre un âge incohérent et ne sera pas intégrée à cette analyse.

La séquence stratigraphique relevée dans le marais maritime d'Arun se compose de six unités bien différenciées.

3-3-1-1- Unité 1

L'unité 1 est composée d'un matériel sablo-graveleux (figure 53) reposant entièrement sur le substratum rocheux (schistes dévoniens) dont elle comble une légère dépression topographique. L'épaisseur de ce dépôt est maximale au niveau du sondage Arun-C11 où elle dépasse 1,5 m, et décroît vers le sondage Troa-C1, avant de disparaître totalement (figure 50). Aucune analyse sédimentologique n'a été entreprise sur ce dépôt, qui n'est pas retrouvé le long des sondages de référence. Toutefois, la nature et l'épaisseur du matériel sédimentaire nous incitent à considérer cette unité stratigraphique comme le témoin d'un ancien cordon protégeant initialement le marais d'Arun. La mise en place de cette accumulation s'est effectuée lors d'une phase de transgression marine durant laquelle le niveau de la mer a atteint une position proche de l'actuelle vers 3000 BP, comme nous le verrons ultérieurement. Ainsi s'explique la position interne de ce dépôt par rapport au cordon actuel.

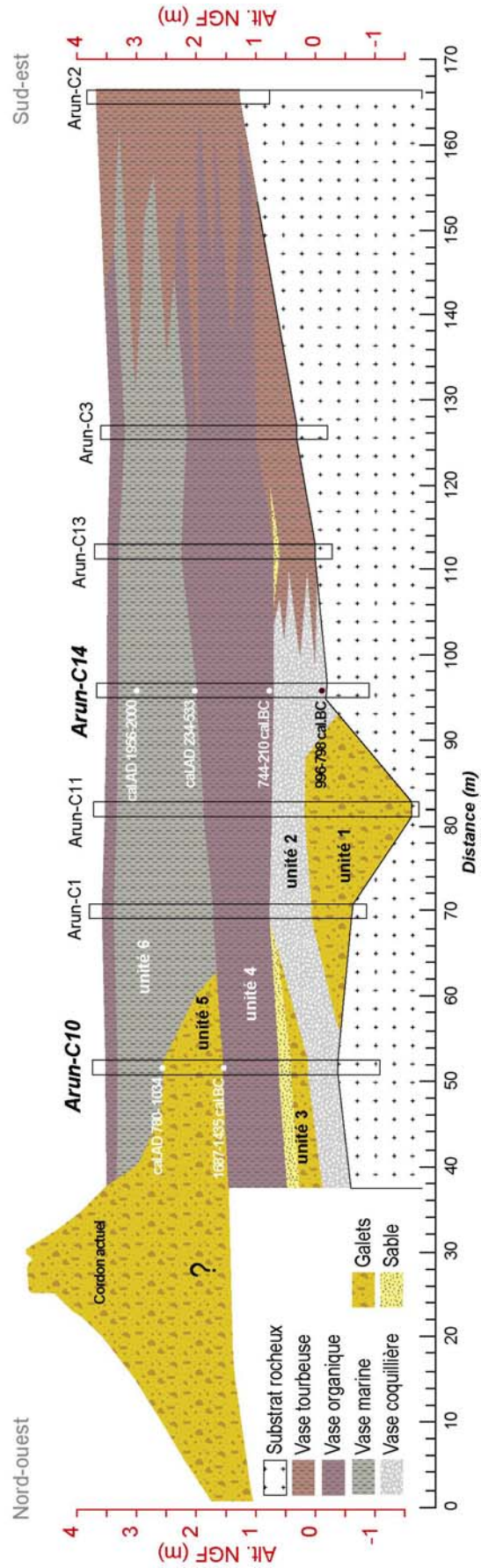
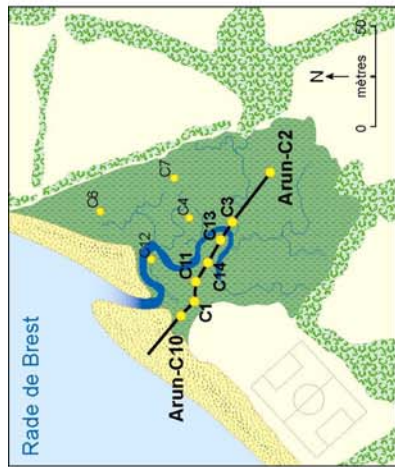


Figure 50 : Reconstitution de la séquence stratigraphique longitudinale dans le marais maritime de Porzguen.

3-3-1-2- Unité 2

L'unité 2 s'étend du sondage Arun-C10 au sondage Arun-C3. Elle repose en grande partie sur le substratum et recouvre entièrement l'unité 1. Elle est constituée d'un matériel sablo-vaseux (figure 53), de teinte gris-claire, comportant de nombreux débris coquilliers ainsi que des macro-restes végétaux. Le grain moyen est d'environ 200 µm et indique une sédimentation en milieu relativement ouvert sur le large. Au niveau du sondage Arun-C14, la datation effectuée à la base de cette unité donne un âge de 2700 ans ¹⁴C BP (996-798 cal.BC.), et fixe la mise en place de ce dépôt à la transition Subboréal/Subatlantique.

Pour une raison inconnue, cette unité ne compte aucun foraminifère au niveau du sondage Arun-C10 (figure 52). En revanche, le sondage Arun-C14 montre une composition dominée par *Trochammina inflata* et *Jadammina macrescens*, caractéristique de la partie supérieure du haut schorre (figure 51). Le niveau de sédimentation déterminé par la fonction de transfert est situé autour de +2,8 m par rapport au niveau moyen de la mer et indique que cette unité correspond à un dépôt de haut d'estran et non à un dépôt de slikke, comme le laissait présumer la présence de nombreux débris coquilliers.

A cette époque, le marais d'Arun est donc probablement occupé par un schorre en voie d'accrétion, mais bénéficiant de conditions d'abri moins prononcées du fait d'une plus grande ouverture sur le large. La présence d'un cordon littoral n'est pas à exclure, mais celui-ci devait se présenter selon une configuration différente de l'actuelle et se situer plus en avant sur l'estran.

3-3-1-3- Unité 3

Seul, le sondage Arun-C10, situé à une faible distance du cordon littoral actuel permet d'observer l'unité stratigraphique 3, constituée d'un dépôt sablo-graveleux à la base et sableux au sommet, sur une épaisseur totale de 0,5 m (figure 50).

Ce dépôt ne contient aucun foraminifère (figure 52) et peut être interprété comme le résultat d'un ou plusieurs événements d'*overwash* affectant un cordon littoral situé dans une position similaire à la flèche sud actuelle. Cet épisode érosif, probablement lié à une succession d'épisodes tempétueux, n'a pas été daté précisément. Compte tenu de sa position stratigraphique, nous pouvons néanmoins proposer un âge compris entre 2700 ans ¹⁴C BP (996-798 cal.BC) et 2340 ans ¹⁴C BP (744-210 cal.BC), correspondant à la transition Subboréal/Subatlantique.

3-3-1-4- Unité 4

L'unité 4 correspond à une vase argilo-silteuse (grain moyen compris entre 30 µm et 50 µm), très organique, contenant de nombreuses radicules de plantes halophiles. Son épaisseur varie entre 1,3 m sur le sondage Arun-14 et seulement 0,7 m sur le sondage Arun-C10, où elle est surmontée par un dépôt de matériel grossier ayant certainement provoqué son tassement (figure 50). La mise en place de cette unité débute vers 2340 ans ¹⁴C BP (744-210 cal.BC) et se termine vers 1686 ¹⁴C ans BP (cal.AD 234-533).

Les assemblages de foraminifères fossiles sont dominés par *Trochammina inflata* et *Jadammina macrescens*, indiquant un niveau de sédimentation de haut schorre. Sur le sondage Arun-C14, l'abondance de *Trochammina inflata* suppose toutefois un niveau de sédimentation plus élevé au sommet qui pourrait être le résultat d'une légère régression marine datant de l'âge du Bronze et se terminant à l'époque Gallo-romaine, comme le suggère Morzadec-Kerfourn (1969).

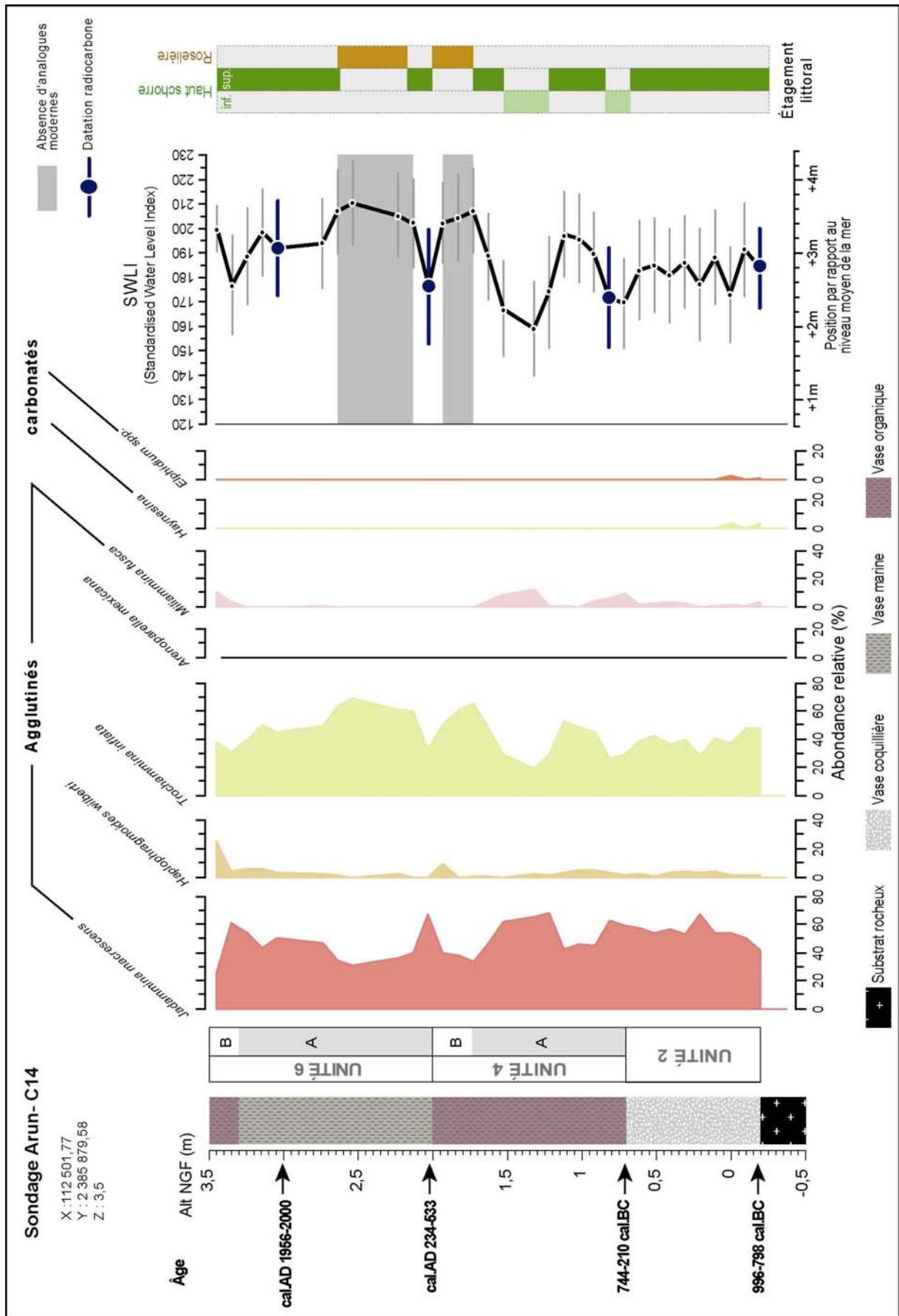


Figure 51 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Arun-C14.

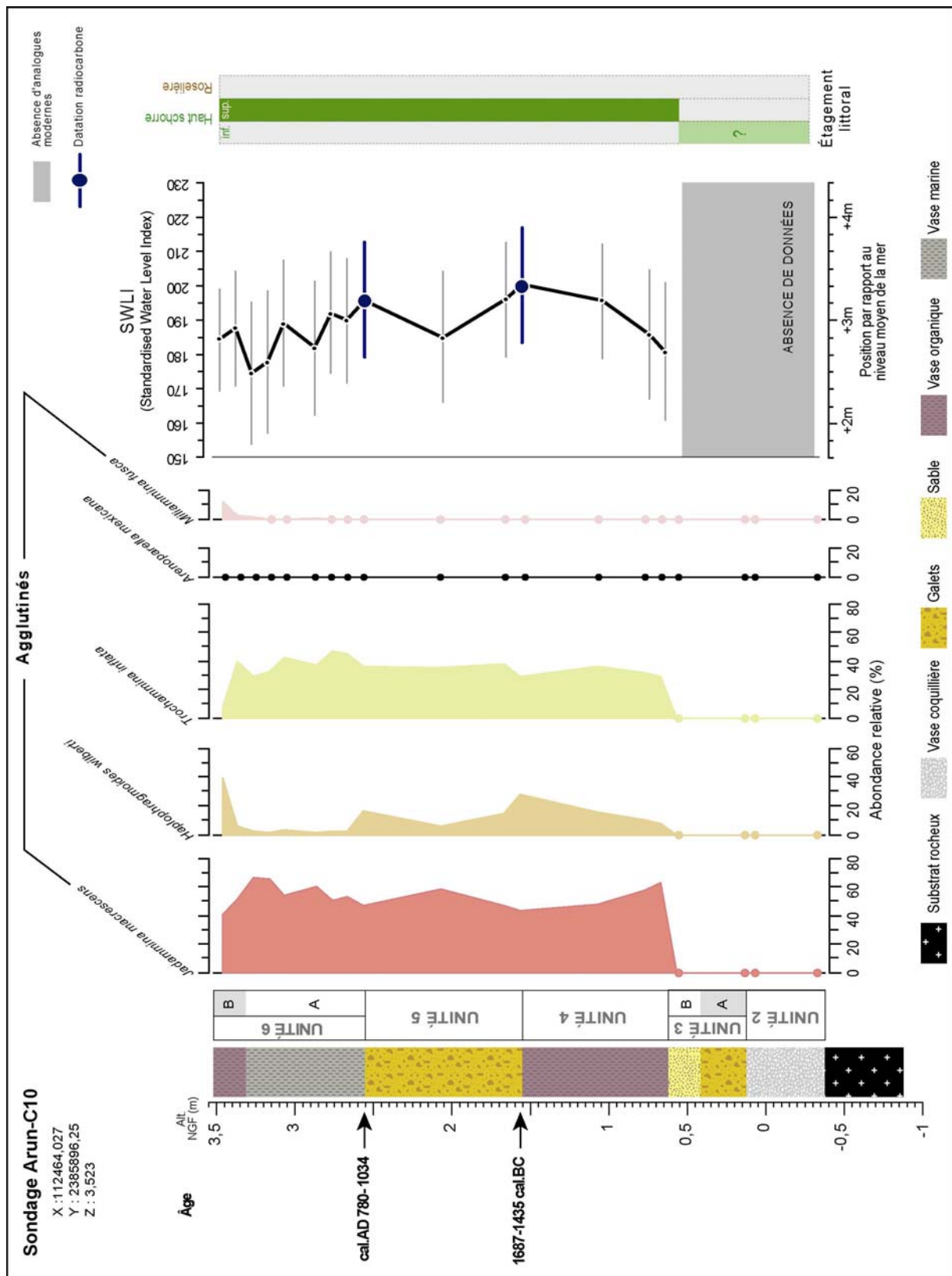


Figure 52 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Arun-C10.

Ce dépôt peut donc être associé à une sédimentation de schorre s'effectuant dans un milieu confiné, protégé de l'agitation marine par la présence d'un cordon littoral.

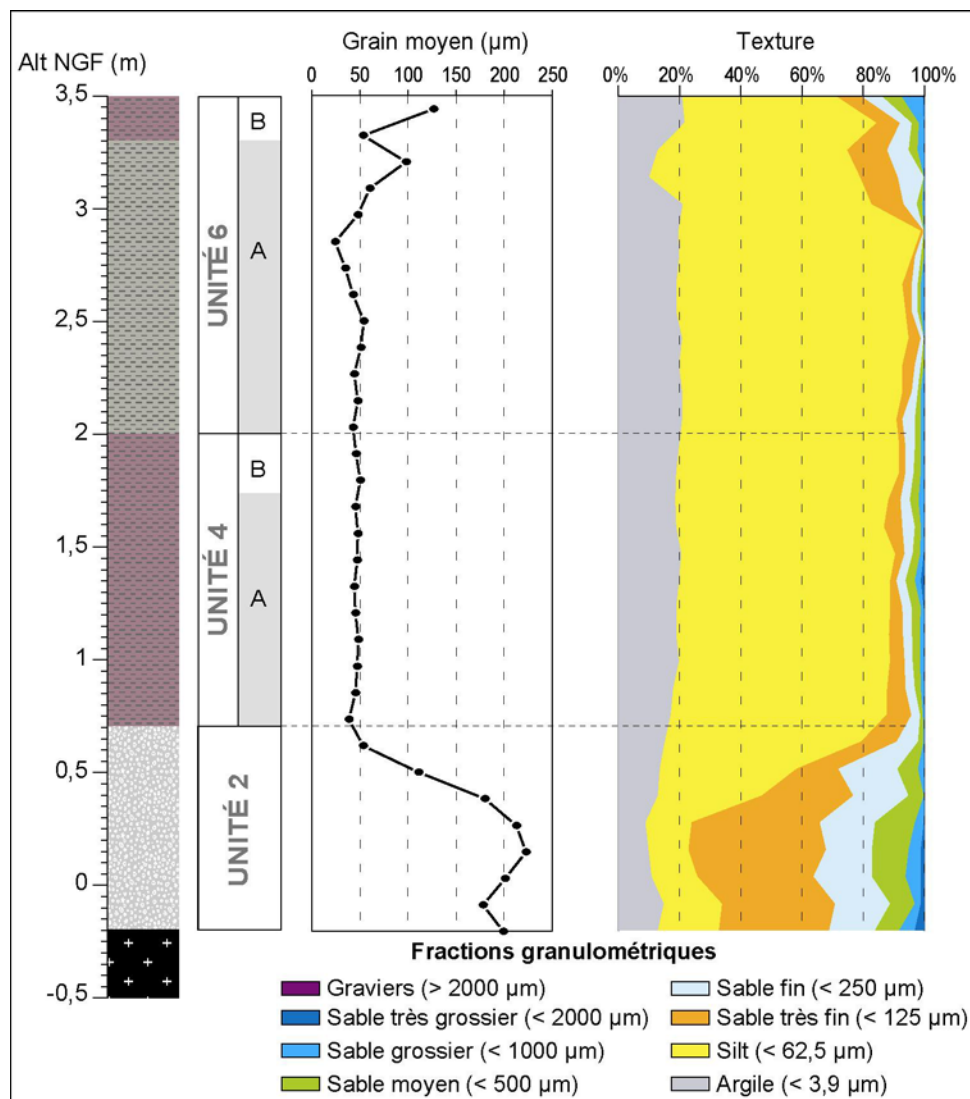


Figure 53 : Analyse granulométrique le long du sondage Arun-C14.

3-3-1-5- Unité 5

L'unité 5 se rencontre uniquement sur le sondage Arun-C10 (figure 50) où elle forme un dépôt sablo-graveleux (grain moyen supérieur à 1 mm) d'une épaisseur d'un mètre environ (figure 54). A l'exutoire du chenal de marée, ce dépôt est également visible en coupe sur l'une des berges sapée en microfalaise. Il se retrouve aussi, sur une épaisseur équivalente, au niveau du sondage Arun-C12, que nous ne présentons pas ici.

Compte tenu de son étendue, sa mise en place ne doit pas être associée à un événement d'*overwash* localisé, mais plutôt à une phase érosive plus générale impliquant le recul et l'écrêtement complet d'un cordon littoral. Ce cordon devait former une flèche assez identique à l'actuelle flèche sud, qui aurait contraint le chenal de vidange du marais à décrire un méandre pour rejoindre la mer.

Les datations radiocarbone obtenues à la base et au sommet de ce dépôt nous apportent toutefois très peu d'informations sur l'âge précis de cet événement érosif. L'échantillon prélevé à la base livre un âge aberrant de 3280 ans ¹⁴C BP (1687-1435 cal.BC) supposant une mise en place de l'unité 5 près de 1000 ans avant celle de l'unité 2. Cela illustre toute la prudence dont il faut nécessairement faire preuve dans l'interprétation des résultats obtenus de l'analyse radiocarbone. Par

ailleurs, la datation réalisée au sommet nous renseigne uniquement sur l'âge de recouvrement de ce dépôt par l'unité 6. Dans ce cas, seule une datation relative peut être envisagée, en considérant que la phase érosive que représente l'unité 5 est légèrement antérieure à la mise en place de l'unité 6.

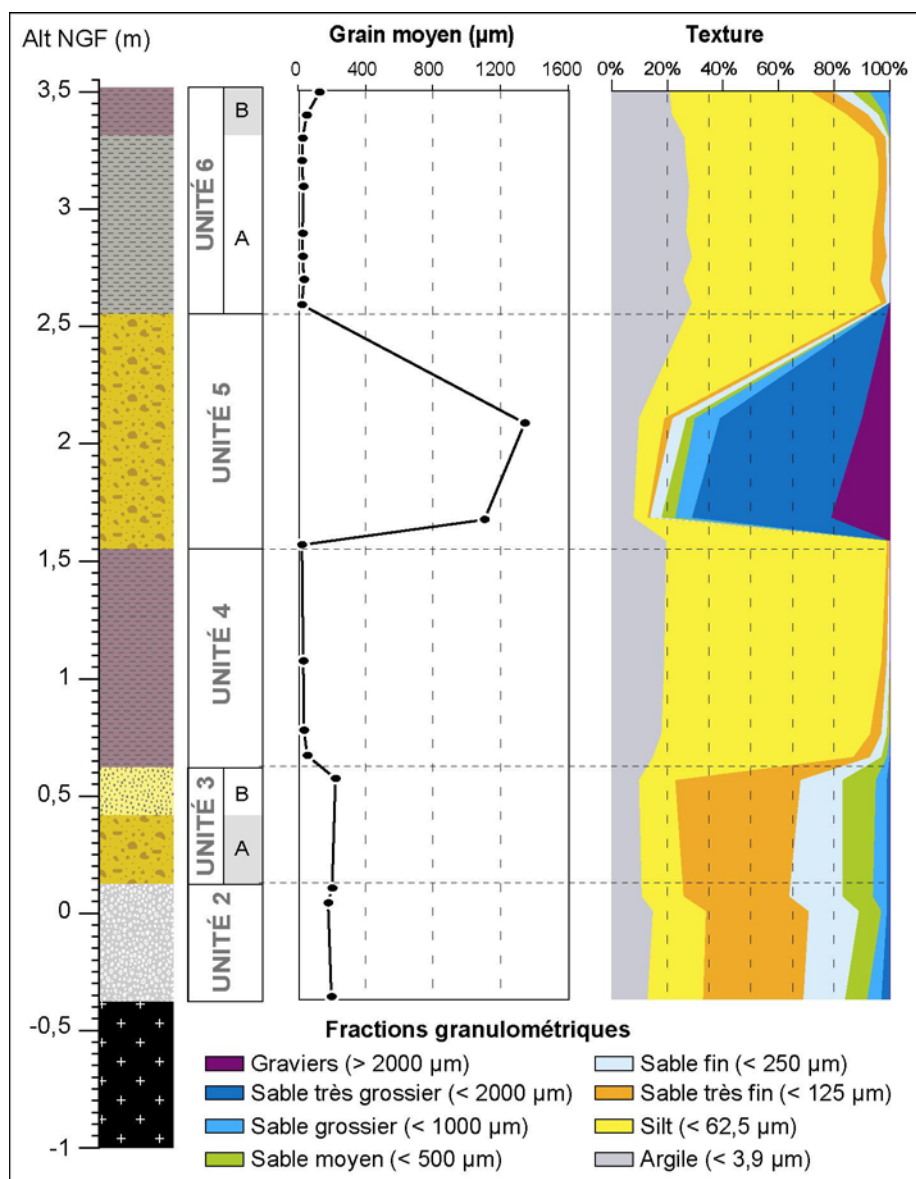


Figure 54 : Analyse granulométrique le long du sondage Arun-C10.

3-3-1-6- Unité 6

La mise en place de l'unité 6 débute vers 1690 ans ¹⁴C BP (cal.AD 234-533) par une sédimentation argilo-silteuse (grain moyen de 50 µm environ). Cette vase contient également une fraction organique importante. Elle représente la phase finale du remplissage sédimentaire du marais maritime d'Arun. La partie sommitale de cette unité est plus organique (unité 6B) et contient de nombreux débris végétaux en voie de décomposition.

Les sondages Arun-C10 et Arun-C14 indiquent tous deux des assemblages de foraminifères dominés par *Trochammina inflata* et *Jadammina macrescens* caractéristiques d'un environnement de

haut schorre (figures 51 et 52). La fonction de transfert détermine le niveau de sédimentation à +3 m par rapport au niveau moyen de la mer.

L'unité 6 correspond donc à un environnement assez similaire à celui que l'on rencontre actuellement sur le marais d'Arun. Sa mise en place est contemporaine de celle de la flèche sud actuelle.

3-3-2- Interprétations paléoenvironnementales

Contrairement aux séquences stratigraphiques étudiées dans les marais de Troaon et de Porzguen, les dépôts sédimentaires constituant le remplissage du marais d'Arun permettent de reconstituer avec plus de détail les diverses positions de la ligne de rivage au cours des trois derniers millénaires. Ils témoignent d'une mobilité littorale active sur le long terme et supposent l'intervention d'événements tempétueux agissant à l'échelle épisodique sur la morphologie des cordons littoraux.

L'étape initiale du comblement du marais d'Arun débute par la mise en place d'un cordon littoral, situé à une cinquantaine de mètres en arrière de la ligne de rivage actuelle. Avant 2700 ans ¹⁴C BP (996-798 cal.BC), ce paléo-cordon est détruit (figure 55). Nous verrons ultérieurement que cette destruction est contemporaine d'une phase de haut niveau marin vers 3 000 BP. Le marais maritime bénéficie alors de conditions d'abri moins prononcées. Une plus grande ouverture sur le large favorise les transferts sédimentaires avec la mer et permet le dépôt de débris coquilliers et de bois flotté sur le haut d'estran, tandis que se reconstitue progressivement un second cordon littoral à une position proche de l'actuelle (figure 55).

Entre 2700 ans ¹⁴C BP (996-798 cal.BC) et 2340 ans ¹⁴C BP (744-210 cal.BC), ce deuxième cordon est affecté par une série d'épisodes tempétueux favorables à la submersion marine et à la mise en place de lobes de débordement de tempêtes en arrière de l'accumulation (figure 55). Cette période propice à l'érosion littorale correspond à la transition Subboréal/Subatlantique, entre 3500 et 2500 BP environ, marquée par une péjoration climatique (Van Geel *et al.*, 1996 ; Anderson *et al.*, 1998) et, probablement, un renforcement des conditions tempétueuses sur la façade atlantique française (Regnauld *et al.*, 1996 ; Clavé *et al.*, 2001).

A l'issue de cette période, une longue phase de stabilité du trait de côte permet la fermeture du marais sur le large et la mise en place d'un schorre en voie d'accrétion, probablement dans un contexte de légère transgression marine. Cette évolution du milieu suppose la présence d'un cordon littoral bien établi, selon une configuration assez proche de l'actuelle, soit la présence de deux flèches s'enracinant respectivement au nord et au sud. La flèche sud connaît toutefois une phase de recul importante au début de notre ère. Le cordon recule alors d'une trentaine de mètres vers l'intérieur du marais.

A partir de 1690 ans ¹⁴C BP (cal.AD 234-533), se met en place la flèche sud actuelle qui, dès lors, ne semble pas avoir connu de phase érosive majeure. A la fin de la période gallo-romaine, le site d'Arun devait donc se présenter grossièrement sous la forme qu'on lui connaît aujourd'hui.

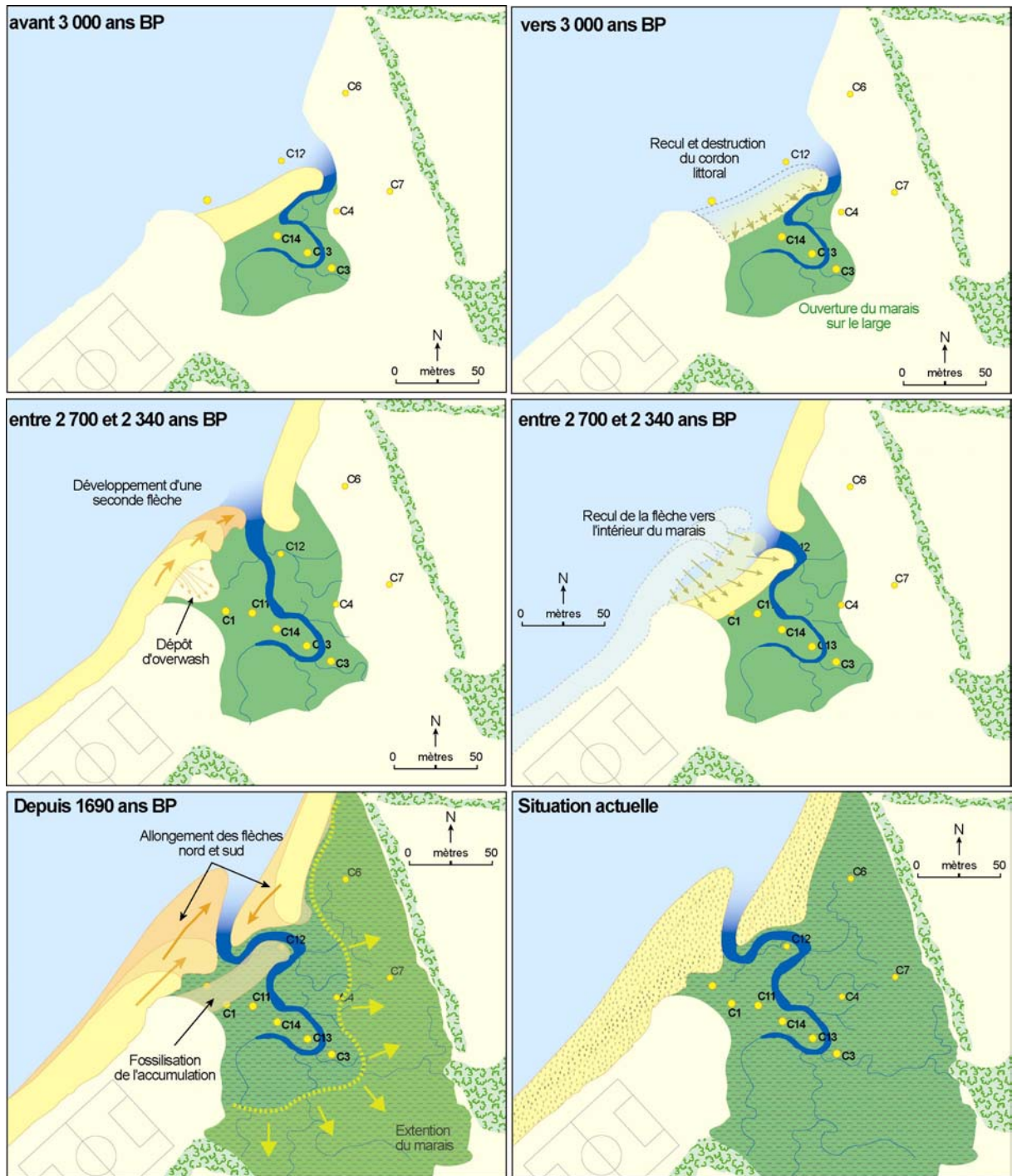


Figure 55 : Evolution de la ligne de rivage depuis 3 000 ans sur le site d'Arun.

3-4- Synthèse des résultats et conclusion partielle

Les résultats obtenus à partir des analyses stratigraphiques et des interprétations paléoenvironnementales associées sont synthétisés dans la figure 56. Cette synthèse, basée uniquement sur l'étude de trois secteurs littoraux situés en rade de Brest, n'a pas vocation à être généralisée à l'ensemble des flèches de galets de Bretagne. Elle permet toutefois de mettre en évidence quelques caractéristiques propres à l'évolution holocène de ces formes d'accumulation.

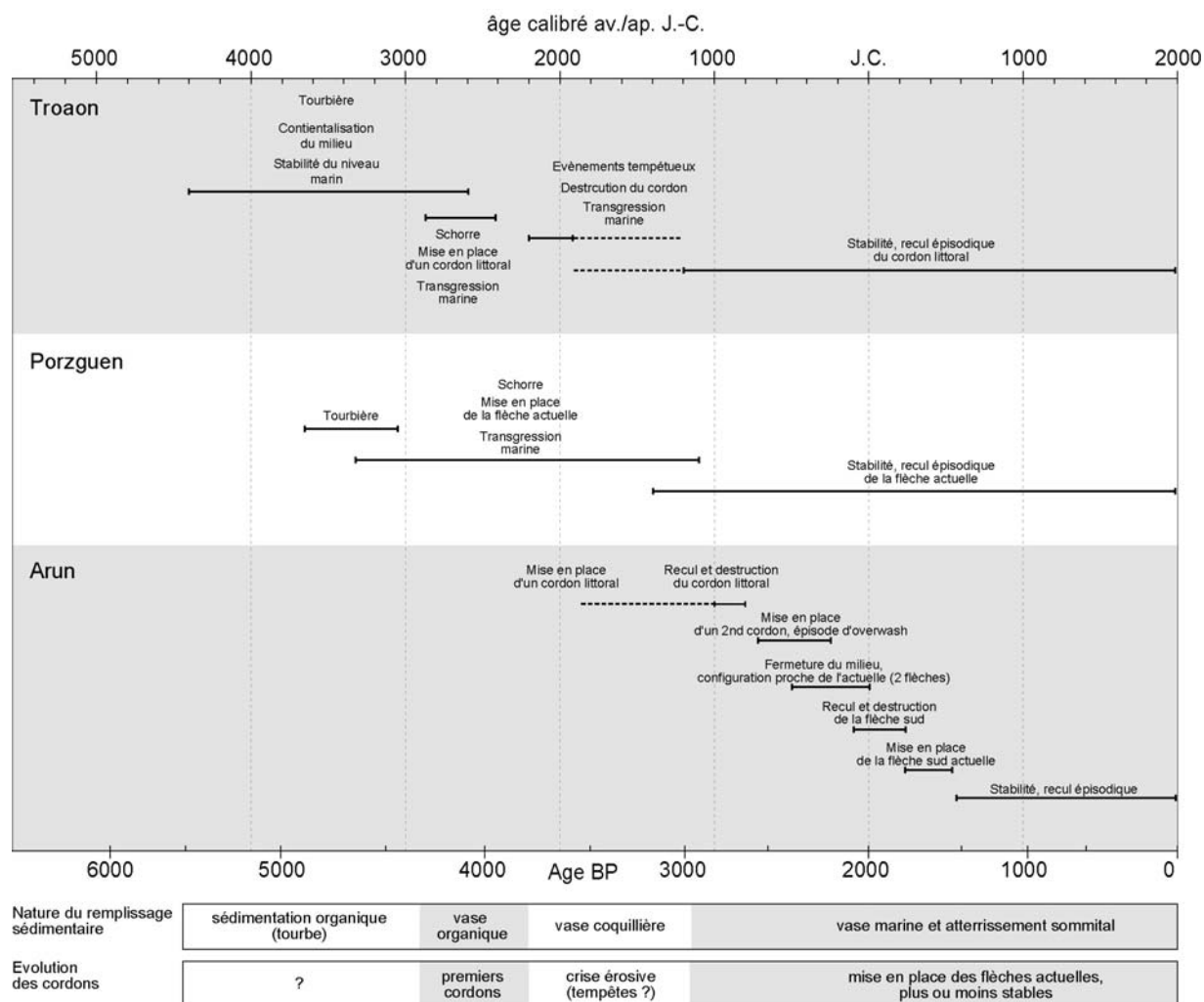


Figure 56 : Synthèse des analyses stratigraphiques et des interprétations paléoenvironnementales réalisées sur les sites de Troaon, Porzguen et Arun.

Tout d'abord, cette analyse multi-sites permet de proposer une chronologie de mise en place et d'évolution des flèches de galets au cours de l'Holocène récent. Cette chronologie fixe aux alentours de 3 000 ans av. J.-C. l'édification des premières formes d'accumulation venant protéger les marais maritimes (figure 56). Cette mise en place s'effectue dans un contexte de transgression rapide du niveau marin, comme nous le verrons ultérieurement. En arrière de ces premiers cordons, les tourbières littorales sont rapidement submergées. Les dépôts organiques sont remplacés par une vase argilo-silteuse renfermant néanmoins une fraction organique plus ou moins importante, caractéristique d'une sédimentation de haut schorre. Alors que le niveau marin ne semble pas avoir atteint son niveau actuel, ces premiers cordons littoraux sont en proie à une crise érosive à la fin du Subboréal, entre 2 000 ans av. J.-C. et 1 200 ans av. J.-C (figure 56). Cette érosion des cordons affecte uniquement les secteurs de Troaon et de Arun, exposés à de grandes longueurs de fetch. Elle doit donc être associée à une série d'épisodes météo-marins de forte intensité, entraînant le recul des accumulations littorales et l'ouverture de brèches. Cette phase érosive se traduit donc par un moindre degré de confinement des marais maritimes, au sein desquels se dépose un sédiment sablo-vaseux riche en débris coquilliers et en bois flotté provenant de l'avant-plage. A l'issue de cette période, les flèches actuelles s'édifient, dans un contexte de ralentissement de la transgression marine, à une position proche de celle qu'elles occupent aujourd'hui. Elles connaissent alors une phase de relative stabilité, du moins sur Troaon et Porzguen (figure 56). Un recul relativement lent s'effectue sans doute à la faveur de quelques épisodes de submersion marine. Dans ce contexte, les marais maritimes

connaissent un atterrissement superficiel. Toutefois, les données acquises sur la flèche sud d'Arun montrent des phases successives de recul et de reconstruction jusqu'à la fin de l'époque gallo-romaine, permettant de nuancer le constat d'une apparente stabilité.

Au vu de ces données, il convient d'insister sur l'âge relativement ancien des flèches de galets étudiées, dont la mise en place date d'environ 5 000 ans pour la flèche de Porzguen, de 3 000 ans pour celle de Troaon, et d'environ 1 500 ans pour la flèche sud d'Arun. Ces édifices sédimentaires ont certes évolué depuis leur construction. Il y a 5 000 ans, le niveau marin se situait à quelques mètres sous son niveau actuel et la ligne de rivage se trouvait probablement à une position plus avancée qu'aujourd'hui. Les flèches actuelles sont donc issues de cordons primitifs ayant certainement connu un recul lors de la remontée du niveau marin au cours des derniers millénaires. La mise en place relativement ancienne de ces premiers cordons, probablement dans un contexte de bonne alimentation sédimentaire des rivages, nous incite à parler d'héritages pour caractériser les flèches de galets actuelles.

Enfin, les résultats de cette étude mettent en évidence l'influence importante des conditions d'exposition des cordons sur leur mobilité à long terme. Le secteur de Porzguen montre une exceptionnelle stabilité au cours des 5 000 dernières années qui ne se comprend qu'à travers des conditions d'abri très prononcées. A l'inverse, les secteurs de Troaon et de Porzguen semblent soumis à l'influence directe des épisodes tempétueux de forte énergie, responsables de la destruction des flèches exposées à de grandes longueurs de fetch. Nous développerons cet aspect dans le chapitre suivant.

4- Conclusion

Les dépôts sédimentaires holocènes préservés au sein des marais maritimes s'avèrent de bons enregistreurs de la mobilité littorale. Les indices que fournissent les analyses stratigraphiques, granulométriques et micro-faunistiques sont suffisants pour mettre en évidence les grandes étapes du remplissage sédimentaire et, par là même, les phases de mise en place et d'évolution des flèches de galets. Malgré l'utilisation d'une technique de sondages assez rudimentaire, cette analyse intégrée offre donc de bons résultats, notamment lorsqu'elle est appliquée à des systèmes morphosédimentaires de taille modeste, à l'image de ceux rencontrés en rade de Brest. Cette méthode se révèle toutefois trop coûteuse en temps sur des marais maritimes très étendus comme celui de Bétahon. Par ailleurs, la réalisation de carottages plus précis à l'aide d'outils adaptés (carottier à percussion) constitue une perspective intéressante qui dépasse ce premier travail. Elle permettrait une analyse plus fine des différentes séquences stratigraphiques à travers un meilleur positionnement des unités qui les composent.

La mise au point d'une fonction de transfert basée sur les foraminifères s'avère également un outil d'analyse utile pour déterminer avec précision les environnements de dépôts associés aux différentes unités stratigraphiques. Ainsi, l'analyse des assemblages fossiles a permis de lever certains doutes quant à la position verticale des dépôts sédimentaires par rapport au niveau marin. Pour le moment, cette fonction de transfert n'est applicable qu'aux rivages de la rade de Brest. Toutefois, la collecte d'analogues modernes dans des marais maritimes répartis sur l'ensemble du littoral de Bretagne devrait permettre à l'avenir d'étendre son champ d'application à une échelle régionale. Dans le chapitre suivant, nous verrons que cet outil statistique permet également des reconstitutions du niveau marin avec une certaine précision.

Ainsi, les résultats obtenus à l'aide de ces outils d'analyse sur les trois secteurs de Porzguen, Troaon et Arun permettent-ils de dégager les grands traits de l'histoire fini-holocène des systèmes littoraux en rade de Brest, représentés par le couple flèche/marais maritime. Le remplissage sédimentaire débute vers 5 500 BP par une sédimentation organique associée à la mise en place de tourbières en limite supérieure de la marée, à 5 m environ sous le niveau marin actuel. Probablement sous l'effet d'un mouvement transgressif qui s'initie à partir de 4 500 BP, ces tourbières sont remplacées par un haut schorre, protégé de l'action des vagues par une première génération de cordons littoraux. Entre 3 700 BP et 3 000 BP, ces formes d'accumulation sont en proie à une crise érosive, associée à l'intervention d'épisodes météo-marins de forte intensité qui provoquent l'ouverture de brèches et le recul des cordons. Cette période correspond à la fin du Subboréal et à la transition avec la période Subatlantique. Seuls, les secteurs les plus abrités ne sont pas affectés par cette phase propice à la destruction des constructions littorales. Cette période se termine par l'édification des flèches actuelles. Dès lors, les cordons ne connaissent qu'une mobilité réduite probablement marquée par le recul épisodique lors des plus fortes tempêtes. Seule, la flèche sud d'Arun connaît, jusqu'au début de notre ère, plusieurs phases de destruction et de reconstruction. Il convient donc d'insister sur l'âge très ancien de ces flèches de galets qui représentent à l'heure actuelle de véritables héritages morphosédimentaires.

Enfin, la comparaison des différents secteurs étudiés montre des comportements morphosédimentaires très différents sur le long terme. Il conviendra donc de s'interroger, dans le chapitre suivant, sur le rôle des fluctuations holocènes du niveau marin ainsi que sur celui des tempêtes dans la réponse morphosédimentaire à long terme des flèches de galets.

CHAPITRE 3
RÔLE DES VARIATIONS HOLOCÈNES DU NIVEAU MARIN DANS L'ÉVOLUTION
DU COUPLE CORDON LITTORAL / MARAIS MARITIME

1- La remontée et les variations holocènes du niveau marin	120
1-1- La remontée du niveau marin au cours de l'Holocène sur les côtes françaises.....	120
1-2- Les variations holocènes du niveau marin en Bretagne occidentale	123
1-3- Les variations holocènes du niveau marin en rade de Brest : courbes basées sur l'analyse des foraminifères	125
1-4- Conclusion partielle	131
2- Forçages naturels et évolution des systèmes littoraux de la rade de Brest à l'Holocène.....	132
2-1- Elévation du niveau marin et remplissage sédimentaire des marais maritimes	132
2-2- Transgression marine et événements tempétueux : facteur d'instabilité des flèches de galets à long terme.....	138
2-3- Rôle des conditions d'exposition dans la mobilité à long terme des cordons littoraux	139
2-4- Conclusion partielle	140
3- Conclusion	141

Les secteurs littoraux que nous avons étudiés dans le chapitre précédent ont enregistré des évolutions très différentes au cours des 6 000 dernières années. Il conviendra donc, dans ce chapitre, de s'interroger sur les facteurs qui déterminent la réponse à long terme des systèmes côtiers représentés par le couple cordon littoral/marais maritime. Nous examinerons plus particulièrement le rôle des variations du niveau marin dans ces évolutions, en nous appuyant, à nouveau, sur les données acquises par le biais des sondages, des datations radiocarbone et de l'analyse des foraminifères effectués dans les secteurs de Troaon, de Porzguen et d'Arun.

Dans un premier temps, nous ferons le point sur les données actuelles concernant les variations eustatiques holocènes en France, puis en Bretagne occidentale, avant de proposer une courbe de remontée du niveau marin pour les 6 000 dernières années en rade de Brest. Dans un second temps, ces résultats serviront à analyser à la fois les modalités du remplissage sédimentaire des marais maritimes, le rôle des phases transgressives associées aux événements tempétueux sur l'érosion des cordons littoraux, et enfin l'importance des conditions locales d'exposition dans la réponse des systèmes côtiers aux variations du niveau marin.

1- La remontée et les variations holocènes du niveau marin

1-1- La remontée du niveau marin au cours de l'Holocène sur les côtes françaises

De nombreuses études ont porté sur les variations holocènes du niveau marin sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche (Fairbridge, 1961 ; Morzadec-Kerfourn, 1969, 1974, 1975, 1985, 1995, 2005 ; Delibrias et Guillier, 1971 ; Delibrias *et al.*, 1971 ; Mariette, 1971 ; Ters, 1973, 1986 ; Pirazzoli, 1976, 1996 ; Jones *et al.*, 1987 ; Van de Plassche, 1991 ; Guilcher, 1992 ; Regnaud *et al.*, 1996 ; Lambeck, 1997), ainsi que sur les rivages de la Méditerranée (L'Homer *et al.*, 1981 ; Laborel *et al.*, 1994 ; Morhange *et al.*, 1996 ; Lambeck et Bard, 2000 ; Vella et Provansal, 2000 ; Morhange *et al.*, 2001 ; Vella, 2004 ; Vella *et al.*, 2005). Ces travaux se basent sur un ensemble de datations radiocarbone effectuées à partir d'un matériel très varié : tourbe littorale ou dulçaquicole, charbons de bois, vase marine, coquilles, objets archéologiques.

La figure 57 a été réalisée à partir des données acquises sur la façade méditerranéenne française par Laborel *et al.* (1994), Morhange *et al.* (1996, 2000), Vella et Provansal (2000). Les faibles marnages qui caractérisent les côtes de Méditerranée permettent des reconstitutions très précises du niveau marin par le biais d'indicateurs biologiques. Les balanes offrent ainsi une précision d'environ 10 cm, tandis que les tourbes dulçaquicoles du delta du Rhône et les corniches à *Lithophyllum lichenoides* permettent de positionner le niveau marin à 60 -70 cm près.

Les données présentées sur les rivages de la Manche et de l'Atlantique (figure 57) sont le résultat d'un grand nombre d'études menées localement, dont les résultats sont résumés par Delibrias et Guillier (1971), Ters (1973, 1986) et Lambeck (1997).

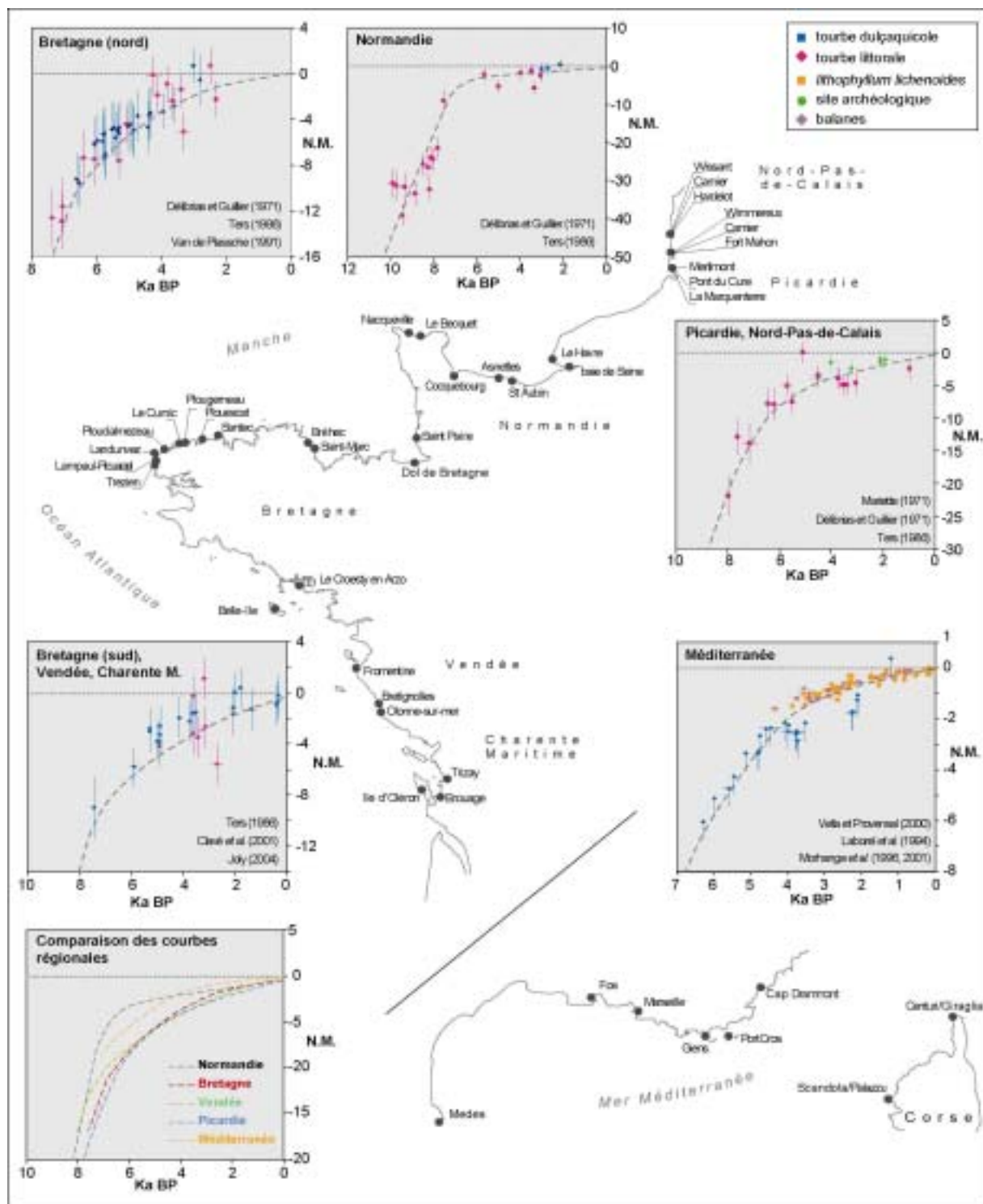


Figure 57 : Synthèse des données obtenues sur le littoral français permettant de déterminer la vitesse de remontée du niveau marin au cours de l'Holocène.

Les datations obtenues récemment par Clavé *et al.* (2001) et Joly (2004) sur le littoral de Vendée et de Charente Maritime ont également été intégrées. En réalité, les données permettant d'estimer la position du niveau marin sont bien plus nombreuses que celles que nous présentons ici. Toutefois, les datations effectuées sur des niveaux coquilliers et sur des sites archéologiques ont été exclues sur les recommandations de Lambeck (1997), à l'exception de celles obtenues sur la côte du Boulonnais (Mariette, 1971). En effet, les gisements archéologiques ne peuvent qu'en de rares cas

être raccordés précisément à une quelconque position du niveau marin. Quant aux datations effectuées à partir de mollusques, rares sont les études qui précisent si les coquilles ont été retrouvées *in situ* en position de vie, ou si elles ont pu connaître un éventuel transport *post-mortem*. Les reconstitutions se basent donc principalement sur les niveaux de tourbe littorale dont la position d'origine par rapport au niveau marin a été fixée arbitrairement entre les pleines mers moyennes (PMM) et les pleines mers de vive-eau (PMVE) (Lambeck, 1997).

Une part d'incertitude importante, liée à l'amplitude de la marée (σ), est donc introduite dans les reconstitutions et peut être calculée par l'équation suivante, proposée par Lambeck (1997) :

$$\sigma = (PMVE - PMM)/2$$

Par ailleurs, les datations réalisées sur les tourbes dulçaquicoles ont également été utilisées et permettent de fixer la limite supérieure atteinte par la mer.

Enfin, il convient de rappeler que les niveaux tourbeux sont sujets au tassement, phénomène sur lequel nous reviendrons ultérieurement. La compaction des sédiments après leur dépôt peut conduire à sous-estimer la véritable position du niveau marin (e.g. Denys et Baeteman, 1995 ; Vella, 1999 ; Vella et Provansal, 2000 ; Long *et al.*, 2006 ; Edwards, 2006). Pour cette raison, les données acquises sur le marais de Dol-de-Bretagne par Morzadec-Kerfourn (1974) ont été remplacées par celles obtenues postérieurement par Van de Plassche (1991). De même, nous n'avons pas tenu compte de l'étude de Ters (1973, 1986) sur les marais de Grande Brière et le marais Vernier, où le tassement a été considéré comme trop important pour permettre une reconstitution du niveau marin. Toutes les données présentées dans la figure sont donc issues d'un échantillonnage effectué à la base des dépôts tourbeux. Dans ce cas, le tassement peut être considéré comme négligeable. L'erreur induite par ce phénomène a été fixée arbitrairement à 1 m, comme le propose Lambeck (1997).

Sur les côtes de la Manche, de l'Atlantique et de la Méditerranée, aucun niveau tourbeux ne permet d'estimer la position du niveau marin avant 10 000 BP. Toutefois, les observations disponibles sur le plateau continental témoignent d'un bas niveau marin, situé à 100-120 m sous le niveau actuel, entre 18 000 et 20 000 BP (Pinot, 1968, 1973 ; Hirschberger, 1970 ; Delanoë et Pinot, 1977). Vers 15 000 BP s'amorce la transgression post-glaciaire à un rythme important jusqu'à 6 000 BP. Dès lors, le niveau marin atteint une position proche de l'actuelle et le mouvement transgressif connaît un ralentissement important. Une tendance similaire est également observée sur les côtes voisines de l'Angleterre (Waller *et al.*, 1999 ; Boomer et Horton, 2006) et de la Belgique (Denys et Baeteman, 1995). Les diagrammes chronologiques régionaux présentés sur la figure 57 montrent qu'à partir de cette date, les vitesses de remontée du niveau marin sont assez variables selon les secteurs littoraux considérés.

En Méditerranée, le niveau marin monte de façon régulière entre 6 300 et 4 000 BP, à une vitesse d'environ 2 mm/an (figure 57). Entre 4 000 et 3 500 BP, un stationnement autour de -2 m durant plus d'un millénaire est observé par Vella et Provansal (2000), avant d'être remis en question par Morhange *et al.* (2001). De 3 000 à 1 500 BP, l'élévation se poursuit sans oscillation importante à un rythme plus réduit, estimé à 0,7 mm/an. Enfin, le dernier millénaire de notre ère est caractérisé par une certaine stabilité du niveau relatif de la mer (figure 57).

Sur la façade de l'Atlantique et de la Manche, les variations du niveau marin durant les 6 000 dernières années sont difficiles à établir de manière aussi précise qu'en Méditerranée. En effet, les courbes de Vendée, de Bretagne, de Normandie et de Picardie se superposent difficilement. Les travaux de Lambeck (1997) ont montré que les phénomènes glacio-isostatiques et hydro-isostatiques

sont les principaux responsables des écarts observés dans le rythme de la transgression marine le long de la côte au cours des 6 000 dernières années. En fonction de la configuration de leur plateforme continentale et de leur éloignement plus ou moins important par rapport aux grands inlandsis nord-européens, les différentes régions littorales françaises ont été affectées par des phénomènes crustaux d'ampleur variable. A cela s'ajoutent également les effets de la tectonique récente, soulignés par Klingebiel et Gayet (1995) à partir d'une étude réalisée sur la côte aquitaine. L'ensemble de ces facteurs nous incite donc à considérer l'étude des variations holocènes du niveau marin selon une approche uniquement régionale. Ce n'est qu'à cette échelle spatiale qu'il est possible d'appréhender précisément les tendances eustatiques des derniers millénaires.

1-2- Les variations holocènes du niveau marin en Bretagne occidentale

Notre connaissance des variations holocènes du niveau marin en Bretagne est basée principalement sur les travaux de M.-Th. Morzadec-Kerfourn portant sur l'étude des dépôts sédimentaires de quelques estuaires (Vilaine, goulet de Brest, Aber-Ildut, Léguer, Yaudet, Rance), du marais de Dol-de-Bretagne et de tourbes d'estran affleurant sur les plages du nord Finistère (Morzadec-Kerfourn, 1966, 1969, 1974, 1975, 1985, 1995, 2005). Toutes les interprétations géomorphologiques concernant les anciennes positions de la ligne de rivage en Bretagne occidentale découlent de ces travaux qui n'ont, à ce jour, jamais été réactualisés. Seul, un point de détail a fait l'objet de discussions et porte sur les oscillations, positives et négatives, qu'aurait connues le niveau marin lors de sa remontée au cours des derniers millénaires. Le caractère oscillatoire de la transgression post-glaciaire a été avancé pour la première fois par Fairbridge (1961), dont les travaux ont probablement influencé l'interprétation des courbes eustatiques réalisées par la suite dans le Massif armoricain (Delibrias *et al.*, 1971 ; Morzadec-Kerfourn, 1974, 1985 ; Ters, 1973, 1986). Toutefois, cette hypothèse fait toujours l'objet d'un débat en raison des problèmes que posent la datation et le positionnement des dépôts tourbeux par rapport au niveau marin. Lambeck (1997) a montré, par ailleurs, que de telles oscillations du niveau marin (une dizaine de mètres en seulement 1 000 ans) impliquent des variations importantes du volume d'eau océanique stocké sous forme de glace dans les inlandsis, ce qui est en contradiction avec les modèles de déglaciation établis avec précision pour la période holocène. Par conséquent, il est préférable de considérer les courbes de remontée du niveau marin, dressées sur les côtes bretonnes, comme de simples outils de réflexion, en raison de leur imprécision, ainsi que le suggèrent Regnault *et al.* (1995).

Dans le nord du Finistère, l'analyse des dépôts tourbeux affleurant sur les estrans, ainsi que la position de certains gisements archéologiques, ont permis une reconstitution des variations holocènes du niveau marin (figure 58), dont nous nous bornerons ici à rappeler les principaux traits.

A la fin de la période Atlantique, vers 5 700 BP, la mer se trouve à 8,8 m au-dessous de son niveau actuel. Jusqu'à 4 000 BP, la transgression marine est lente, probablement ponctuée par des phases de stabilité (figure 58). Les habitats néolithiques, comme ceux du Curnic à Guisseny, apparaissent aujourd'hui sur les estrans à la faveur de fortes marées ou de tempêtes, et indiquent que durant tout le Néolithique, la mer s'est maintenue à un niveau inférieur à l'actuel. Les monuments mégalithiques ont également été construits à cette époque, vraisemblablement hors d'atteinte de la mer. Le menhir de Men Ozac'h en Plouguerneau a été élevé entre 5 000 et 4 500 BP. Sa base se trouve à 6,4 m au-dessous des plus hautes mers actuelles. De même, les allées couvertes du Kernic à Plouescat, de Lerret à Kerlouan, dont la construction date de 4 300 BP, se trouvent sur l'estran à une position proche du niveau marin moyen actuel.

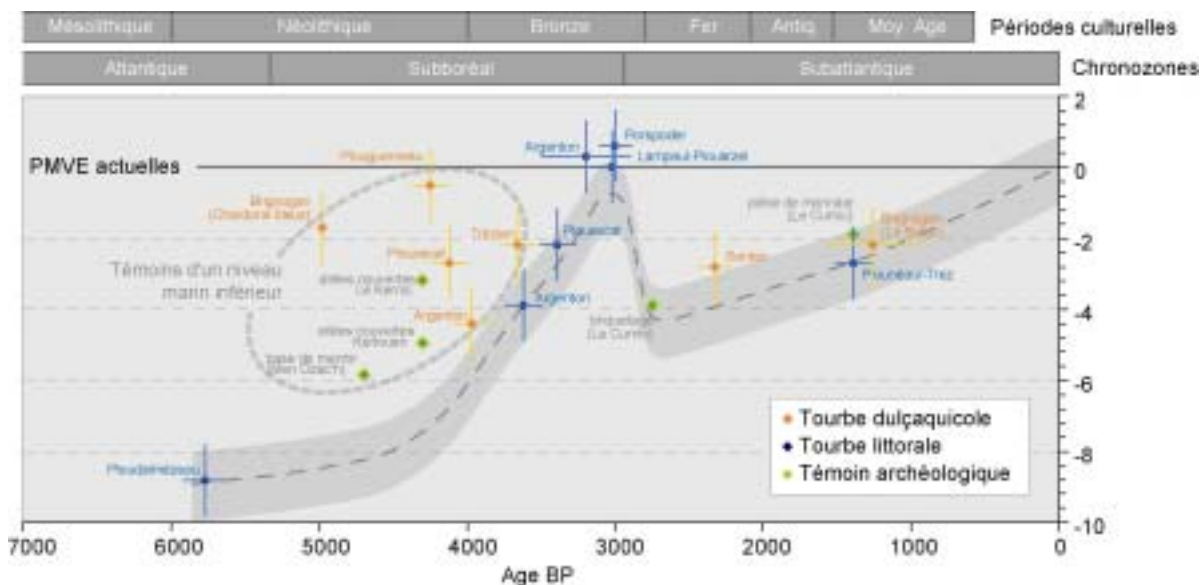


Figure 58 : Courbe de variation du niveau de la mer dans le nord Finistère, depuis la fin de l'Atlantique (d'après Morzadec-Kerfourn, 1974).

De nombreux témoins archéologiques, contemporains de cette phase de relative stabilité du niveau de la mer, existent également dans le golfe du Morbihan (cercle de menhirs d'Er-Lannig) et dans le sud du Finistère (menhir de Pen-Laouig dans la rivière de Pont-l'Abbé, menhir de Lesconil à Plobannalec, dolmen d'Ezer à Loctudy) (Gouletquer et Kayser, 1992 ; Giot, 1992). Enfin, la tourbe dulçaquicole retrouvée sur la plage de Gwen Trez à Argenton affleure actuellement entre 4 et 5 m sous les plus hautes mers. Ce dépôt est daté de 3 990 BP et précède immédiatement un niveau de tourbe littorale témoignant d'une reprise de la transgression (figure 58).

Vers 3 600 BP, le mouvement transgressif s'accroît. La mer recouvre les sites et les tourbières néolithiques. Des cordons littoraux viennent fermer de petites dépressions côtières et assurent la mise en place de nouvelles tourbières à l'abri de l'agitation marine. Les niveaux de tourbe littorale retrouvés à Lampaul-Plouarzel, à Porspoder, à Argenton et à Plouguerneau se situent au voisinage des plus hautes mers actuelles et tendent à prouver que la mer a atteint, à la fin du Subboréal, un niveau proche de l'actuel, entre 3 200 BP et 3 000 BP (figure 58).

Avant la fin de l'âge du Bronze, le niveau marin connaît toutefois une baisse significative comprise entre 2 et 4 m (figure 58). Des coffres et des briquetages protohistoriques datant de cette époque sont actuellement submergés au Curnic (Guisseny). La tourbe dulçaquicole de Santec, datée de 2 380 BP est également contemporaine de cette phase régressive. Dans le même temps, les larges plate-formes sableuses d'avant-côte, abandonnées lors du retrait de la mer, offrent de véritables surfaces de déflation à la dynamique éolienne. Ainsi, la mise en place des grands massifs dunaires du nord Finistère est attribuée à cette petite régression marine (Guilcher et Hallégouët, 1991 ; Meur, 1993), qui se manifeste durant l'âge du Fer et certainement jusqu'à l'époque gallo-romaine.

A la suite de cette phase régressive, le niveau marin a connu une remontée progressive jusqu'à aujourd'hui.

1-3- Les variations holocènes du niveau marin en rade de Brest : courbes basées sur l'analyse des foraminifères

Dans le chapitre précédent, la mise au point d'une fonction de transfert basée sur les assemblages de foraminifères a permis de rattacher toutes les unités stratigraphiques à l'étage littoral qu'elles occupaient au moment de leur mise en place. Dans ce point, nous nous proposons d'utiliser les résultats de la fonction de transfert obtenus le long des quatre sondages de référence Porz-C2, Troa-C2, Arun-C10 et Arun-C14. Dans la mesure où chaque échantillon sédimentaire prélevé le long de ces sondages renferme une indication sur la position relative du niveau de la mer, nous sommes en mesure de proposer une reconstitution des variations holocènes du niveau marin en rade de Brest.

1-3-1- Premiers résultats

Cinq datations radiocarbone ont été obtenues le long du sondage Porz-C2, permettant de caler dans le temps les fluctuations du niveau de la mer estimées par l'application de la fonction de transfert aux assemblages de foraminifères fossiles (figure 59A). L'échelle chronologique sur laquelle sont replacées les variations eustatiques est délibérément présentée en années non calibrées afin de faciliter la comparaison avec les résultats obtenus dans le nord du Finistère.

Le niveau de tourbe littorale datée de 4 775 BP, à la base du sondage, fixe la position du niveau moyen de la mer à 5-6 m sous son niveau actuel. A partir de cette date et jusqu'à 3 000 BP, la remontée du niveau marin s'effectue rapidement, à une vitesse moyenne de 3 mm/an. Le niveau marin atteint alors une position voisine de l'actuelle et ne connaît plus de grandes variations jusqu'à aujourd'hui. Cette stabilité relative sera toutefois remise en question ultérieurement.

Le sondage Troa-C2 a également fait l'objet de cinq datations radiocarbone (figure 59B). La tourbe littorale sondée à la base du sondage (échantillon E51) livre un âge de 5 450 BP. Le niveau marin est alors situé à 5 m en dessous de sa position actuelle et s'y maintient jusqu'à 4 500 BP, comme l'indique la datation effectuée sur l'échantillon E48. L'absence de foraminifères entre ces deux niveaux ne permet pas une reconstitution précise du niveau marin. Elle suppose toutefois une diminution de l'influence marine sous l'effet d'une légère régression marine. Cette phase de stabilité est suivie d'une remontée rapide du niveau marin entre 4 500 BP et 3 600 BP (figure 59B), à une vitesse supérieure à 3 mm/an. La courbe se caractérise ensuite par deux oscillations de forte amplitude, qui apparaissent en pointillés sur la figure, amenant le niveau marin à un niveau proche de l'actuel. Ces deux pics correspondent à des dépôts de tempête mis en place après la rupture du cordon protégeant initialement le marais de Troaon. Ils ne sont pas représentatifs du mouvement eustatique général et doivent être interprétés avec beaucoup de prudence. Nous reviendrons, par la suite, sur le rôle perturbateur de ce type de dépôts dans les reconstitutions du niveau marin produites par la fonction de transfert, et sur les erreurs qui en découlent. Probablement à partir de 3 000 BP, le niveau marin connaît une transgression régulière qui se poursuit à un rythme d'environ 1,1 mm/an jusqu'à 900 BP, date à laquelle il atteint alors une position voisine de l'actuelle (figure 59B).

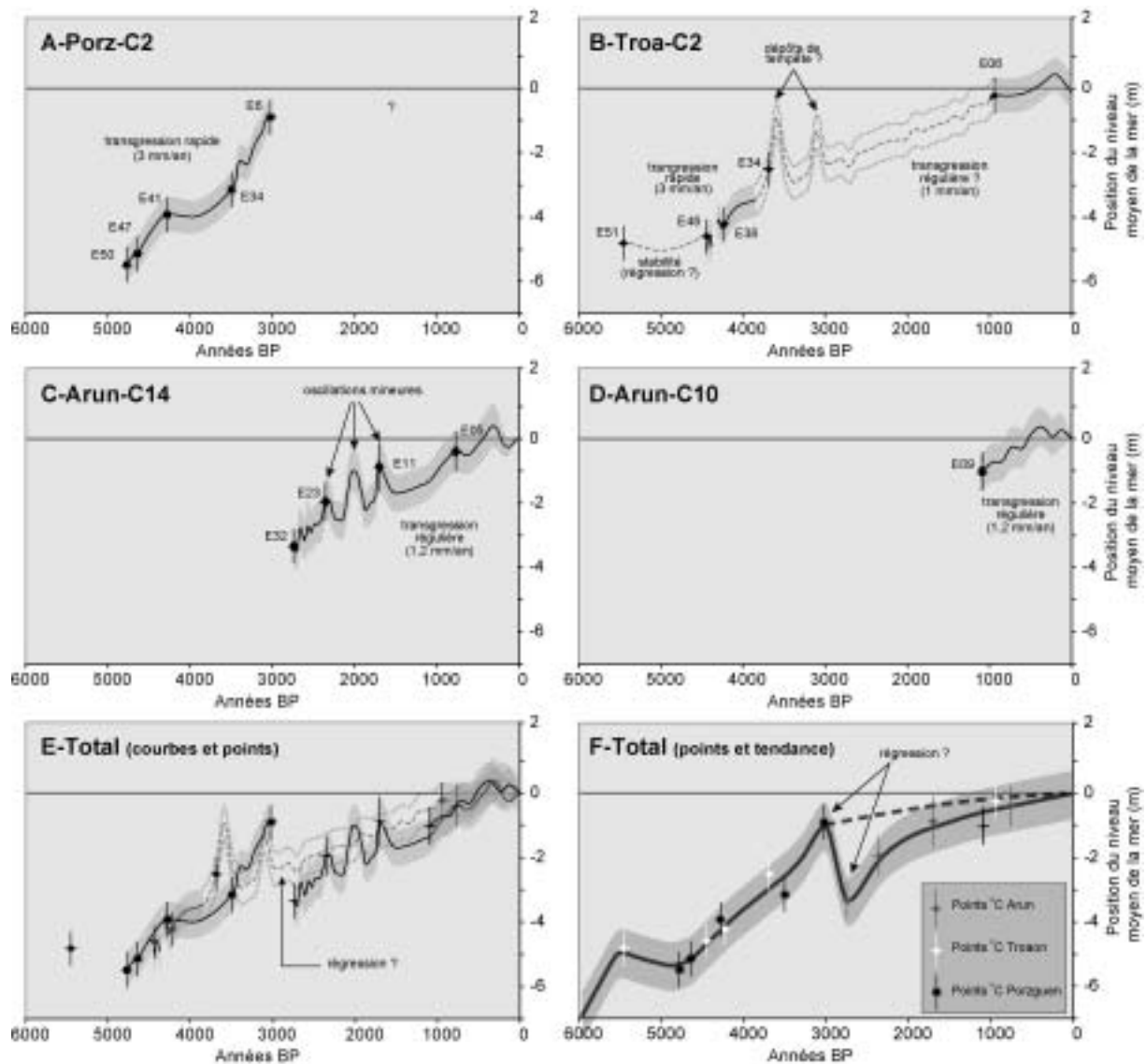


Figure 59 : Courbes de remontée du niveau de la mer basées sur les datations radiocarbone et sur l'analyse des foraminifères présents dans les sondages de référence Porz-C2 (A), Troa-C2 (B), Arun-C14 (C) et Arun-C10 (D). E. Superposition des quatre courbes soulignant les différences importantes dans les résultats obtenus d'un site à un autre. F. Courbe dressée uniquement d'après le positionnement des niveaux datés au ^{14}C .

La courbe déduite du sondage Arun-C14 débute vers 2 700 BP et établit la position du niveau marin aux alentours de -3 m par rapport à l'actuel (figure 59C). Une série d'oscillations mineures marquent ensuite la transgression et doivent également être attribuées aux phases de destructions successives du cordon littoral protégeant le marais. Si l'on omet ces petites fluctuations, la courbe illustre un mouvement transgressif assez régulier jusqu'à aujourd'hui. Le niveau marin s'élève progressivement à une vitesse moyenne de 1,2 mm/an. Les résultats obtenus pour le sondage Arun-C10 suggèrent une tendance similaire pour le dernier millénaire (figure 59D).

La superposition des quatre courbes de remontée du niveau marin, obtenues à partir des sondages de référence, met en évidence les écarts importants dans les reconstitutions basées sur l'utilisation de la fonction de transfert (figure 59E). Les plus grandes différences concernent les tendances enregistrées au cours des 3 000 dernières années. En effet, à 3 000 BP, la courbe dressée sur Porzguen (sondage Porz-C2) estime la position du niveau marin au voisinage de l'actuel, tandis que les courbes obtenues sur Troaon et Arun la situe 3 m en dessous. Dans le premier cas, le niveau de la mer aurait connu une relative stabilité durant les trois derniers millénaires. Dans les autres cas, il

aurait enregistré un mouvement transgressif régulier jusqu'à aujourd'hui, à une vitesse moyenne de 1 mm/an. L'hypothèse permettant de concilier ces deux cas de figure fait intervenir une légère régression marine entre 3 000 BP et 2 700 BP, que l'analyse menée sur le site de Porzguen ne nous a pas permis d'appréhender. Ce constat nous incite à réfléchir sur la pertinence des résultats obtenus d'un site à un autre à partir de la fonction de transfert. Il convient donc de s'interroger sur les erreurs inhérentes à la méthode employée.

1-3-2- Les problèmes d'ordre méthodologique

1-3-2-1- *Le tassement des sédiments*

Les facteurs qui concourent à des reconstitutions erronées des anciens niveaux marins sont nombreux. Les problèmes liés au tassement des sédiments sont fréquemment mentionnés dans les études sur les variations holocènes du niveau de la mer (e.g. Pirazzoli, 1976 ; Vella, 1999, 2004 ; Vella et Provansal, 2000 ; Long *et al.*, 2006 ; Edwards, 2006). Allen (2000a, 2000b) entend par tassement (« autocompaction ») la compression d'un sédiment sous son propre poids. La tourbe est le matériau compressible par excellence. Selon sa teneur en eau et en matière organique, elle peut connaître des taux de compaction supérieurs à 80 % (Prigent, 1981). A l'inverse, les vases, les sables et les galets sont presque incompressibles. Aussi, en fonction de l'épaisseur du dépôt, de sa proximité avec le substrat, de son âge et de la proportion d'eau qu'il contenait initialement, les niveaux de tourbe déforment toute la colonne stratigraphique de manière complexe (Cahoon *et al.*, 1995 ; Massey *et al.*, 2006b), aboutissant à des reconstitutions faussées de la transgression holocène. Le tassement entraîne notamment une sous-estimation de la véritable position du niveau marin. Pour cette raison, il est préconisé de tenir compte uniquement des datations obtenues à la base des niveaux tourbeux (Gehrels, 1999). Dans le cadre de notre travail, l'objectif premier n'était pas d'étudier les anciennes positions du niveau marin. Les datations ont donc été réalisées sur un matériel sédimentaire de nature variée, à différentes positions le long des sondages. Les effets du tassement sont certainement très variables d'un niveau stratigraphique à un autre. Dans la mesure où aucune correction n'a été réalisée, il est évident que ces effets entraînent une part d'incertitude importante dans nos reconstitutions et peut expliquer, en partie, les différences dans les résultats obtenus sur les marais de Porzguen, de Troaon et d'Arun. Nous verrons par la suite que ces effets peuvent être également à l'origine de différences importantes dans les courbes dressées en rade de Brest et dans le nord du Finistère.

1-3-2-2- *La tectonique récente*

La Bretagne et, plus largement, l'ensemble du Massif armoricain, sont considérés comme une région tectoniquement stable depuis le début de l'Holocène (Ters, 1973 ; Morzadec-Kerfourn, 1995). Il semblerait néanmoins qu'un léger soulèvement (0,01 mm/an) affecte la partie occidentale de la péninsule armoricaine depuis quelques millénaires (Lenotre, 1994, *in* Regnaud *et al.*, 1996). En outre, Pirazzoli (1976) rappelle qu'au cours du Quaternaire, les variations de charge liées aux fluctuations eustatiques ont pu provoquer de fortes contraintes dans l'écorce terrestre près des côtes, même dans les régions dites stables. Des tremblements de terre isolés ont pu en résulter, accompagnés parfois de quelques déplacements verticaux sur le littoral, même en dehors de toute tendance à long terme au soulèvement ou à l'affaissement. Sur les rivages de Bretagne occidentale, le niveau relatif du sol par rapport à la mer a pu être localement influencé par les phénomènes isostatiques, le jeu des failles, les basculements tectoniques ou les séismes. Récemment, de tels mouvements du sol ont mis à mal la stabilité de certains ouvrages portuaires sur les rives de la rade de Brest (B. Hallégouët, *com. pers.*).

Ils pourraient être partiellement responsables des différentes tendances eustatiques observées sur les secteurs de Porzguen, de Troaon et d'Arun.

1-3-2-3- Les erreurs inhérentes aux fonctions de transfert

Tout d'abord, il convient de rappeler que près de 22 % des échantillons ayant permis de dresser les courbes de remontée du niveau marin ne comptent aucun analogue moderne. Dans ce cas, les résultats fournis par la fonction de transfert sont approximatifs car les reconstitutions s'appuient sur des assemblages fossiles incomplets (Massey *et al.*, 2006a). L'absence d'analogue moderne est d'autant plus problématique qu'elle concerne quatre des quinze échantillons datés au radiocarbone. Or, ces échantillons servent à caler chronologiquement les courbes dont dépend l'interprétation des mouvements eustatiques. Ce problème tient principalement aux processus taphonomiques affectant les tests de foraminifères après leur mort (fragmentation, dissolution). A ce jour, il n'existe aucun moyen de le contourner.

Ensuite, la fonction de transfert peut se révéler incapable, dans certains cas, à mettre en évidence une phase de régression rapide, ponctuant la remontée du niveau marin. Cela semble, en effet, être le cas sur le secteur de Porzguen. Si l'on fait l'hypothèse d'une légère régression marine en rade de Brest, entre 3 000 BP et 2 700 BP, il est tout à fait possible que la séquence sédimentaire du marais de Porzguen n'ait pu en garder la trace. En effet, nous avons vu précédemment que, vers 3 000 BP, le marais présentait déjà une physionomie proche de l'actuelle. Un réseau de chenaux assurait le drainage du marais qui était alors occupé par un haut schorre, comme l'indiquent les assemblages de foraminifères fossiles. Après 3 000 BP, il est possible que l'abandon de ce marais par la mer s'est traduit par un arrêt de la sédimentation vaseuse, par un encaissement des chenaux de marée dans le schorre et, probablement, par le remplacement des plantes halophiles par des graminées terrestres. La mise en place d'une tourbière à l'emplacement du schorre n'était peut-être pas possible dans un environnement bien drainé. Aussi, avant que la mer ne retrouve sa position antérieure, le marais de Porzguen a enregistré un taux de sédimentation très faible, expliquant pourquoi le dépôt correspondant n'a pu être identifié dans la stratigraphie. Par la suite, les populations de foraminifères ont recolonisé le milieu à l'identique, de sorte qu'aucun indice du mouvement régressif n'a pu être enregistré au sein de la séquence sédimentaire par l'analyse micropaléontologique. En revanche, une analyse pollinique, menée sur le premier mètre de sédiments au niveau du sondage Porz-C2, permettrait d'apporter la preuve d'une transformation de la végétation dans le marais de Porzguen lors du retrait de la mer. Il n'en reste pas moins que ce constat renforce l'hypothèse d'une baisse du niveau marin entre 3 000 BP et 2 700 BP, telle que le laisse supposer le recoupement de toutes les informations recueillies dans les autres secteurs étudiés en rade de Brest. Il souligne également l'incapacité de la fonction de transfert à estimer les mouvements régressifs significatifs, dès lors que cesse la sédimentation.

Enfin, les fonctions de transfert ne semblent pas constituer un outil adéquat pour reconstituer précisément les variations du niveau marin, lorsqu'elles sont appliquées à de petits marais maritimes dont les conditions environnementales sont étroitement dépendantes de l'évolution des cordons littoraux qui les protègent. Les phases de destruction des formes d'accumulation se soldent, en effet, par une modification des conditions d'abri dans les marais maritimes et par une transformation éventuelle des assemblages de foraminifères. Il en résulte des fluctuations mineures dans les reconstitutions du niveau marin, liée à la dynamique des formes d'accumulation, qui perturbent le véritable signal eustatique, comme l'illustre la courbe de remontée du niveau marin dressée à partir du sondage Arun-C14. A cela s'ajoute la présence de dépôts de tempêtes au sein des séquences sédimentaires. Dans des conditions de forte énergie, l'ouverture de brèches dans les cordons littoraux

est favorable au transfert de sédiments de l'avant-plage vers les parties internes des marais maritimes et au dépôt d'un matériel exogène sur les schorres. Un cortège de foraminifères inféodés aux zones de slikke peut accompagner ce transfert sédimentaire. Dans ce cas, la présence de ces assemblages est interprétée par la fonction de transfert comme la transformation d'un schorre en une slikke, sous l'effet d'une pulsation transgressive. Lorsque la brèche est colmatée, la sédimentation reprend sur le schorre et les dépôts de tempête sont recouverts. La fonction de transfert interprète alors cette transformation comme le signe d'une régression marine favorisant la remise en place du schorre. De ce fait, la présence de dépôts de tempêtes se solde, dans les reconstitutions du niveau marin, par une série d'oscillations de forte amplitude, comme cela apparaît sur la figure 59B.

En définitive, l'application de la fonction de transfert aux foraminifères fossiles permet difficilement de retranscrire les fluctuations du niveau marin en rade de Brest avec une grande précision. Les différences observées d'un site à un autre résultent de problèmes d'ordre méthodologique, liés notamment à la forte signature de la dynamique littorale sur les assemblages de foraminifères présents au sein des séquences sédimentaires étudiées. Les petits systèmes côtiers de la rade de Brest apparaissent donc comme des secteurs peu propices à l'étude détaillée des variations eustatiques holocènes. Néanmoins, le recoupement des courbes dressées à partir de la fonction de transfert a permis de reconnaître les grandes étapes de la transgression holocène en rade de Brest. Une comparaison avec les résultats obtenus par M.-Th. Morzadec-Kerfourn dans le nord Finistère (Morzadec-Kerfourn, 1974) est désormais envisageable.

1-3-3- Une nécessaire comparaison avec les courbes régionales

La figure 60 permet de comparer la courbe dressée en rade de Brest avec celle de Morzadec-Kerfourn (1974) pour le nord du Finistère. Ces courbes se réfèrent au niveau des pleines mers de vive-eau (PMVE) actuelles et présentent grossièrement la même allure. La remontée du niveau marin au cours depuis 6 000 BP se décline en quatre étapes.

Entre 5 500 BP et 4 500 BP, le niveau de la mer montre une relative stabilité. La courbe de la rade de Brest estime cependant le niveau des pleines mers de vive eau à - 6 m au-dessous de son niveau actuel, tandis que la courbe dressée dans le nord du Finistère envisage un stationnement à - 8,8 m. Cet écart résulte probablement d'un tassement plus important des niveaux tourbeux étudiés par M.-Th Morzadec-Kerfourn. Dans le nord Finistère, ces niveaux affleurent désormais sur l'estran, en avant de cordons dunaires qui les ont transgressés. Ces dépôts ont donc subi un effet de compression important lors du recul vers l'intérieur des terres des massifs dunaires.

Entre 4 500 BP et 3 000 BP, le niveau marin connaît une transgression rapide, estimée à 3 mm/an. Les vitesses de remontée proposées par Morzadec-Kerfourn (1974) sont légèrement plus fortes (4 mm/an), dans la mesure où l'auteur fait démarrer la transgression quelques mètres en dessous du niveau estimé en rade de Brest. Cette phase transgressive est également reconnue dans le sud de la Bretagne, entre la presqu'île de Rhuys et la rivière d'Étel par Visset et Bernard (2006). A 3 000 BP, le niveau de la mer atteint un niveau légèrement inférieur à l'actuel. Les pleines mers de vive-eau se situent alors entre - 1 m et - 2 m sous leur position actuelle.

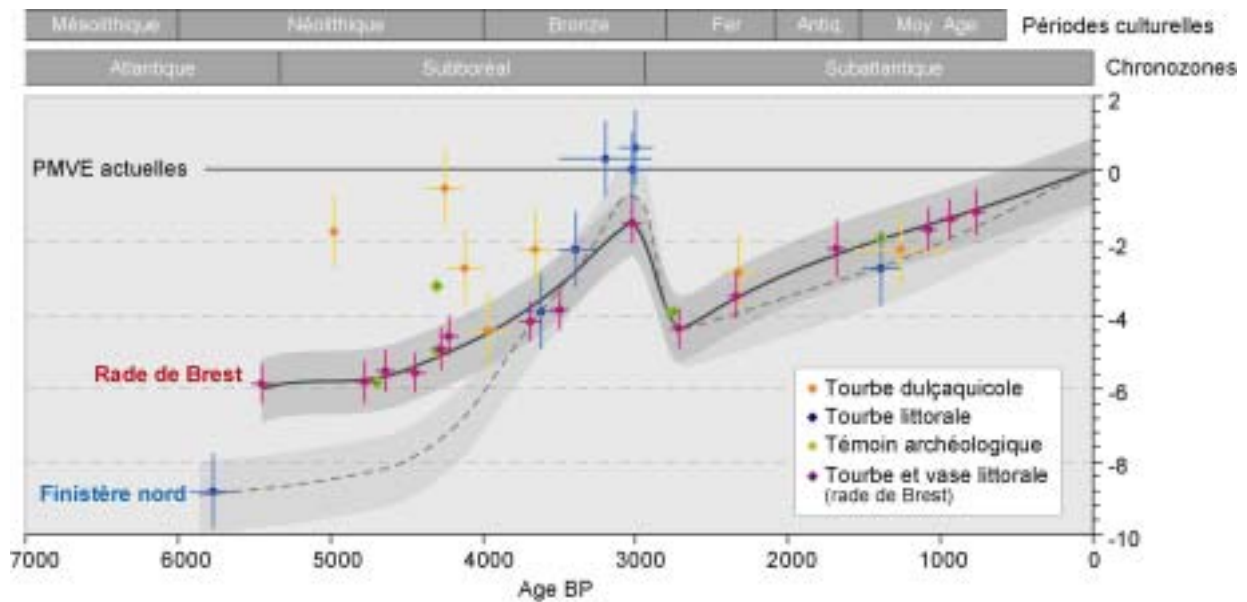


Figure 60 : Comparaison de la courbe de remontée du niveau marin dressée par Morzadec-Kerfourn (1974) pour le nord du Finistère avec celle dressée en rade de Brest.

Entre 3 000 BP et 2 700 BP, les deux courbes envisagent une légère régression marine. Pour Morzadec-Kerfourn (1974), la baisse du niveau marin aurait pu atteindre 4 m durant cette période. Les données acquises en rade de Brest suggèrent cependant une phase régressive d'amplitude plus modeste, dépassant légèrement 2 m. Ces résultats apparaissent en contradiction avec le mouvement transgressif avancé par Clavé *et al.* (2001) sur l'île d'Oléron et par Pontee *et al.* (1998) dans l'estuaire de la Gironde. Dans le point suivant, nous verrons que cette période, correspondant à la transition Subboréal/Subatlantique, est marquée par une modification des conditions climatiques dans l'Europe du nord-ouest et par un renforcement des événements tempétueux. Elle se traduit donc par des transformations morphologiques importantes sur le littoral pouvant conduire à des reconstitutions du niveau marin parfois contradictoires.

Enfin, à partir de 2 700 BP, les données acquises en rade de Brest et en Finistère nord indiquent une reprise de la transgression marine à un rythme de 1 mm/an en moyenne jusqu'à aujourd'hui. Cette remontée lente du niveau marin au cours des derniers millénaires est attestée par la plupart des études effectuées sur la façade atlantique française. Seul Jones (1987) fait intervenir une baisse du niveau de la mer sur l'île de Jersey entre 1 500 BP et aujourd'hui, qu'il attribue toutefois à des effets de soulèvement et d'affaissement locaux.

Les tendances eustatiques reconnues en rade de Brest montrent de grandes similitudes avec les données de Morzadec-Kerfourn (1974). Cette comparaison apporte un crédit supplémentaire à nos observations qui confirment, dans cette partie du Massif armoricain, le caractère oscillatoire de la transgression flandrienne, très souvent débattu. Les variations holocènes du niveau marin étant désormais bien établies en rade de Brest, il convient de s'interroger sur leur rôle dans la mise en place et l'évolution des flèches de galets.

1-4- Conclusion partielle

Depuis les travaux de Morzadec-Kerfourn (1969, 1974), aucune étude sur les variations holocènes du niveau marin n'avait été réalisée en Bretagne occidentale. L'analyse des foraminifères couplée aux datations radiocarbone a donc permis de réactualiser les données sur l'eustatisme dans ce secteur. La méthode utilisée pour déterminer les anciennes positions du niveau marin s'est appuyée sur la fonction de transfert développée dans le chapitre précédent. Le modèle statistique a été appliqué aux échantillons prélevés le long des quatre sondages de référence réalisés dans les marais de Troaon, Porzguen et Arun. Les différentes courbes obtenues se superposent difficilement. Ces différences sont liées aux changements plus ou moins importants des conditions de sédimentation au sein des marais maritimes. Il en résulte des fluctuations mineures dans les reconstitutions du niveau marin perturbant le véritable signal eustatique.

Néanmoins, en s'appuyant uniquement sur les échantillons datés au radiocarbone, les principales variations du niveau marin ont pu être reconstituées depuis 5 500 BP en rade de Brest. Les résultats obtenus présentent une part d'incertitude non négligeable car les effets de tassement du matériel sédimentaire n'ont pas été corrigés. Ils doivent donc être interprétés avec prudence.

La remontée holocène du niveau marin se décompose en quatre grandes étapes :

- entre 5 500 BP et 4 500 BP, un stationnement du niveau de la mer est enregistré à environ 6 m sous son niveau actuel ;
- entre 4 500 BP et 3 000 BP, s'effectue une remontée rapide du niveau marin jusqu'à une position voisine de l'actuelle à une vitesse d'environ 3 mm/an ;
- entre 3 000 BP et 2 700 BP, un brusque épisode régressif fait descendre le niveau de la mer à -4 m par rapport à l'actuel ;
- entre 2 700 BP et aujourd'hui, le mouvement transgressif reprend et connaît une décélération progressive jusqu'à aujourd'hui.

Ces différentes étapes ont également été reconnues dans le nord du Finistère (Léon) par Morzadec-Kerfourn (1969, 1974). La courbe obtenue en rade de Brest diffère légèrement de celle du Léon, notamment en ce qui concerne l'ampleur du phénomène régressif enregistré à la fin de l'âge du Bronze. Pour Morzadec-Kerfourn (1974), la baisse du niveau marin aurait pu atteindre 4 m durant cette période, tandis que les données acquises en rade de Brest suggèrent une phase régressive d'amplitude plus modeste, dépassant légèrement 2 m. Cette légère baisse du niveau marin a été avancée pour expliquer la mise en place des principaux massifs dunaires de la région (Guilcher *et al.*, 1990). Toutefois, ces résultats sont en contradiction avec ceux de Clavé *et al.* (2001) sur l'île d'Oléron et de Pontee *et al.* (1998) dans l'estuaire de la Gironde qui envisagent un mouvement transgressif régulier de 3 000 BP à aujourd'hui. Des mouvements isostatiques pourraient être à l'origine de ces différences.

2- Forçages naturels et évolution des systèmes littoraux de la rade de Brest à l'Holocène

2-1- Elévation du niveau marin et remplissage sédimentaire des marais maritimes

Les données acquises en rade de Brest sur les variations du niveau marin nous permettent d'étudier les modalités du remplissage sédimentaire des marais maritimes, en lien avec le rythme de la transgression holocène et les vitesses de sédimentation. Les grandes phases du comblement des marais, calées chronologiquement par le biais des datations radiocarbone, sont mises en relation avec la courbe d'élévation du niveau de la mer dans les figures 61, 62 et 63. Le graphique situé en bas de chacune des figures croise les vitesses de remontée du niveau marin et les taux de sédimentation apparents. Il permet d'évaluer la tendance à l'exondation ou à l'inondation des marais au cours des différentes étapes de leur évolution. D'une manière générale, quatre phases marquent l'histoire du remplissage sédimentaire des marais au cours des 6 000 dernières années.

2-1-1- Le début du Subboréal : mise en place des tourbières dans un contexte de stabilité du niveau marin

La formation des marais maritimes de Troaon et de Porzguen débute par la mise en place de tourbières au début du Subboréal. En effet, vers 5 500 BP, le toit de la nappe phréatique atteint une position proche de la ligne de rivage actuelle et permet l'installation des *Phragmites*. La présence de foraminifères dans les dépôts tourbeux témoigne de la possibilité de communications temporaires du milieu avec la mer, au moins lors des fortes marées. La phase de relative stabilité du niveau marin, entre 5 500 et 4 500 BP, favorise le maintien de ces tourbières littorales, qui montrent probablement une légère tendance à l'exondation par accumulation de la matière organique (phase A, figure 61). Sur Troaon, cette évolution est mise en évidence par des niveaux sans foraminifères, indiquant que le milieu se soustrait progressivement à l'influence marine. Il semble toutefois que les taux de sédimentation enregistrés durant cette période (0,3 mm/an) sous-estiment fortement le phénomène d'accrétion. Cette sous-estimation vient du fait que l'épaisseur actuelle du dépôt est bien moindre que son épaisseur d'origine, en raison d'un tassement important du niveau tourbeux après son dépôt.

Dans le marais de Porzguen, l'installation de la tourbière s'effectue entre 4 800 et 4 600, tandis que s'amorce un mouvement transgressif (phase A, figure 62). Les vitesses de sédimentation sont plus élevées qu'à Troaon (2,2 mm/an) mais restent inférieures au rythme de remontée du niveau marin (2,5 mm/an), suggérant le début d'une phase d'inondation du marais par la mer.

Sur les rivages actuels, la mise en place de tourbières au début du Subboréal est commun à un grand nombre de secteurs littoraux de la façade atlantique française (Morzadec-Kerfourn, 1969 ; Marguerie, 1992 ; Clavé *et al.*, 2001 ; Visset et Bernard, 2006), de la Manche (Mariette, 1971 ; Morzadec-Kerfourn, 1985 ; Long et Hughes, 1995 ; Long *et al.*, 1999, 2006) et de la mer du Nord (Denys et Baeteman, 1995 ; Baeteman, 1999 ; Waller *et al.*, 1999).

Les niveaux tourbeux rencontrés en rade de Brest se différencient toutefois de ceux observés dans les vastes marais maritimes de Belgique, du sud de l'Angleterre ou de la baie du Mont-Saint-Michel par l'absence de passées vaseuses au sein du dépôt. Lorsque les tourbières se forment dans les parties internes des grandes plaines maritimes, elles subissent peu à peu un affaissement sous l'effet du tassement de la matière organique, tandis que, dans le même temps, schorres et slikkes connaissent une accrétion verticale à un rythme à peu près continu.

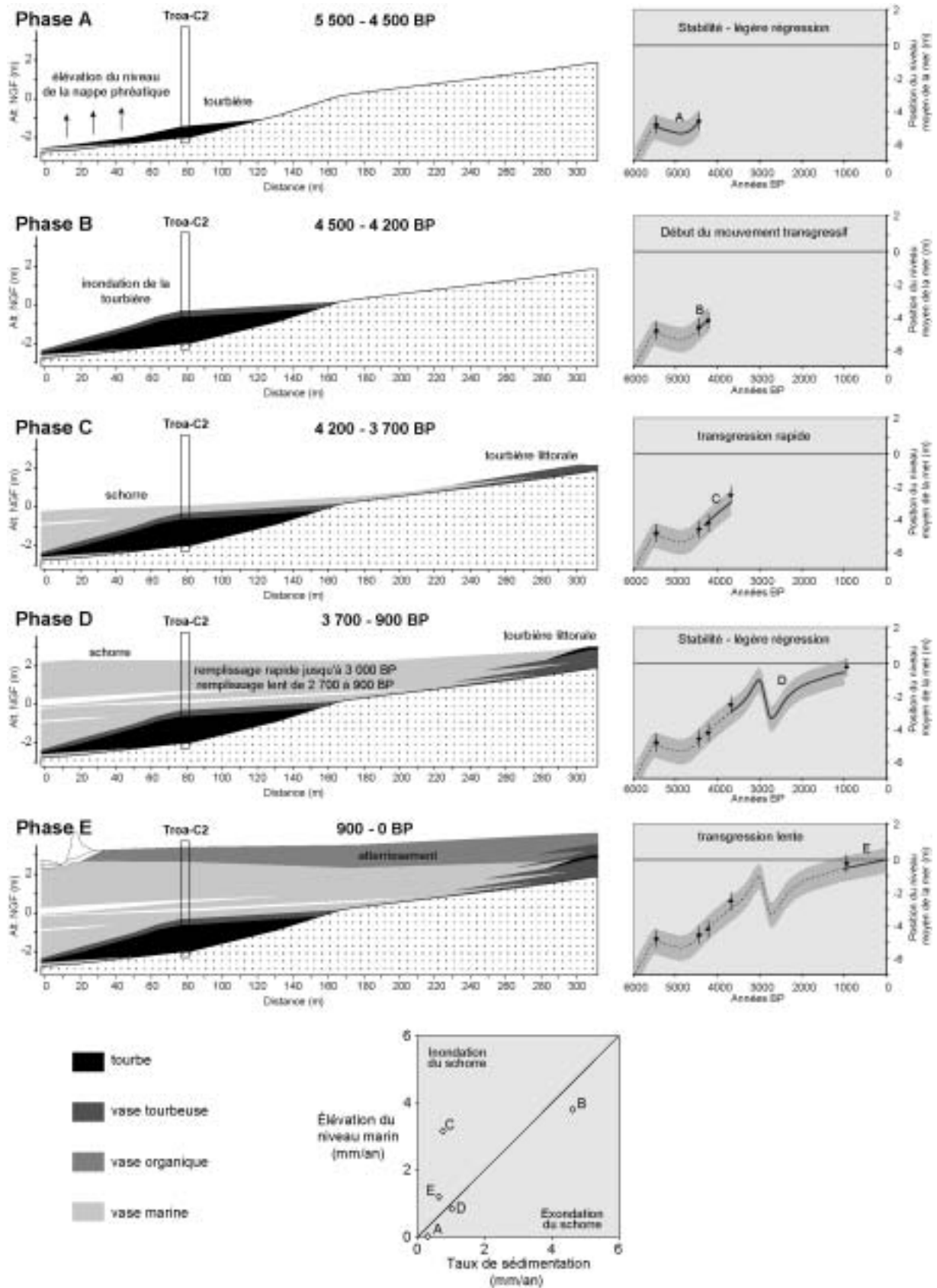


Figure 61 : Phases de remplissage sédimentaire holocène du marais maritime de Troadon en lien avec les vitesses de remontée du niveau marin et les taux de sédimentation.

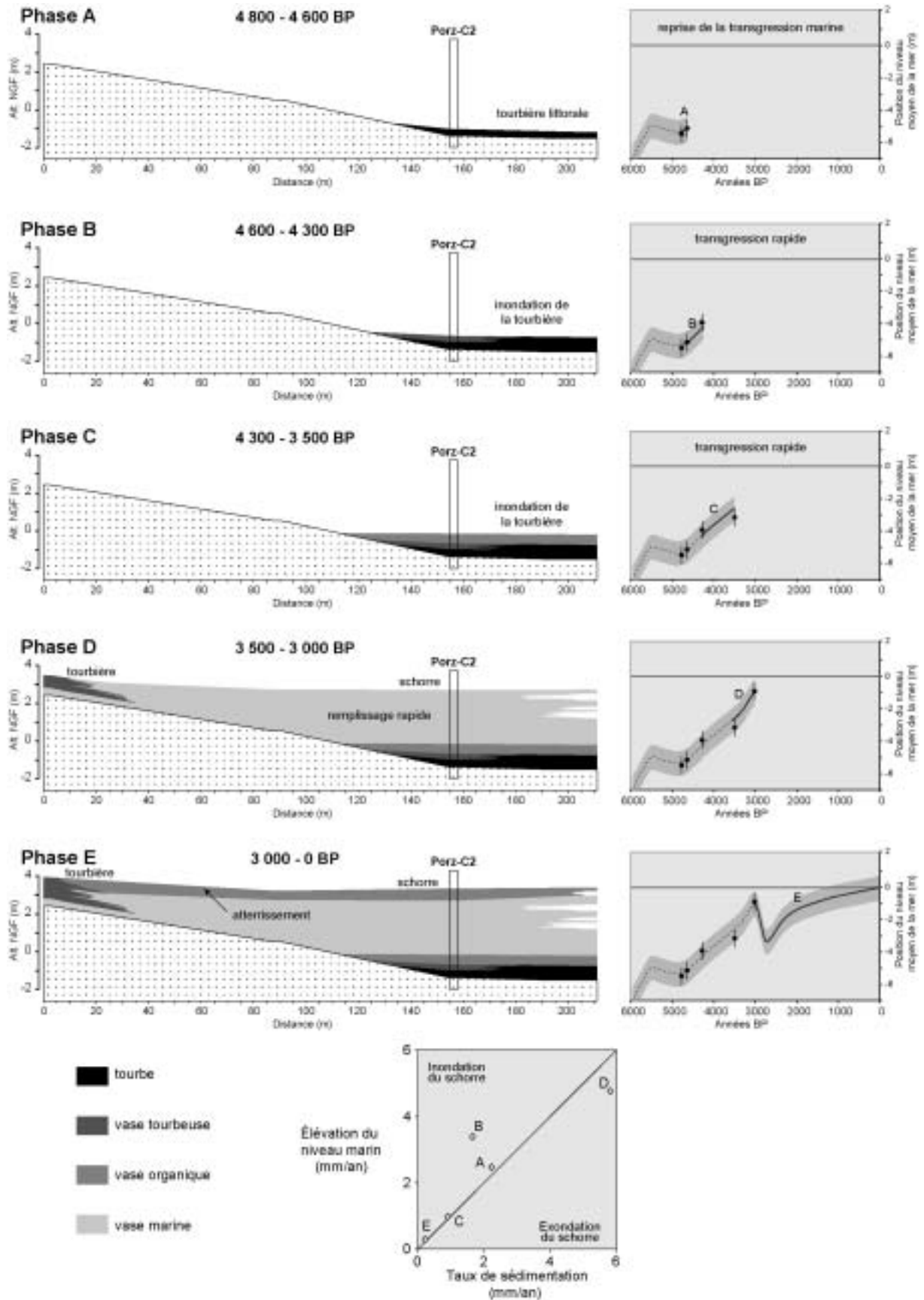


Figure 62 : Phases de remplissage sédimentaire holocène du marais maritime de Porzguen en lien avec les vitesses de remontée du niveau marin et les taux de sédimentation.

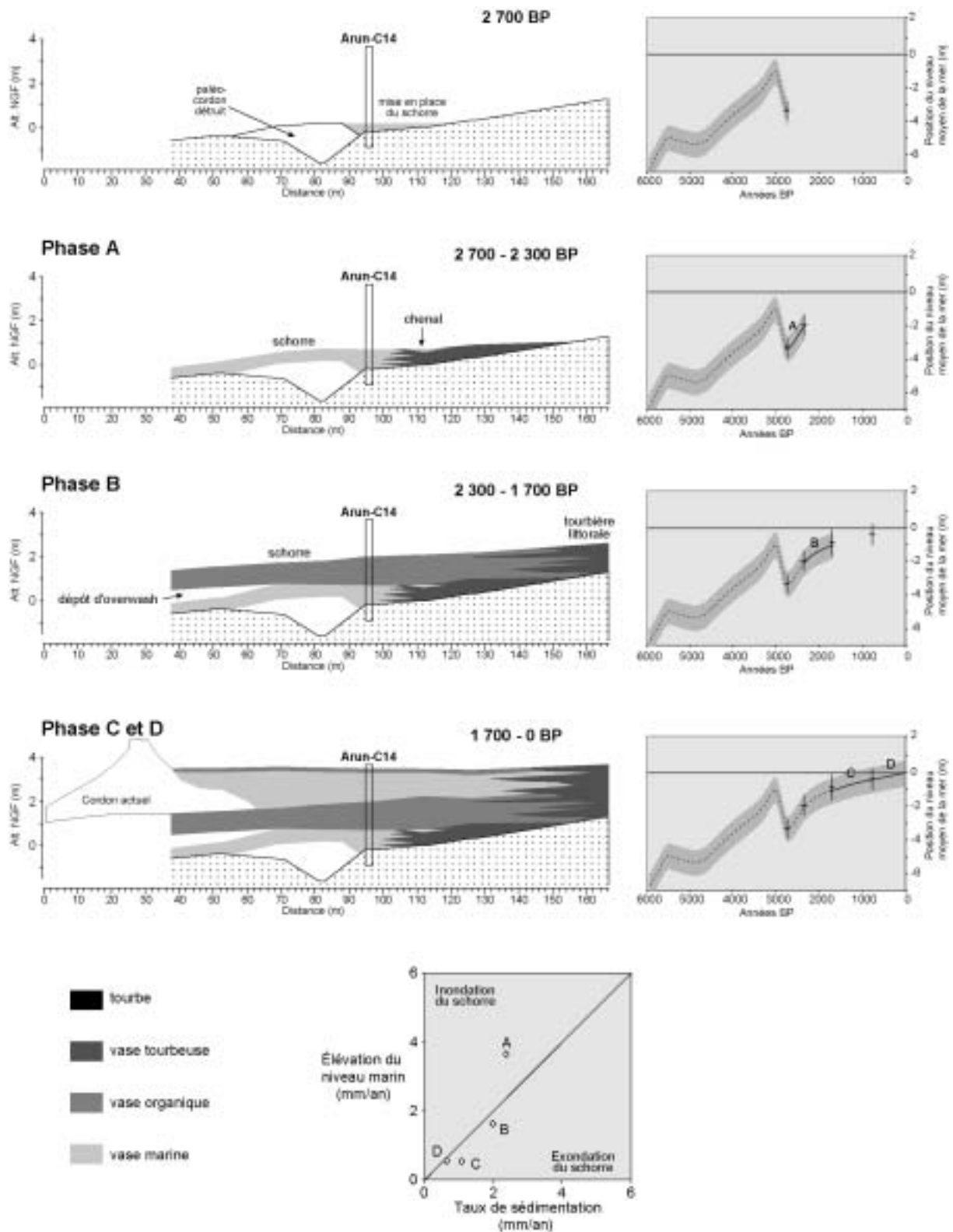


Figure 63 : Phases de remplissage sédimentaire holocène du marais maritime d'Arun en lien avec les vitesses de remontée du niveau marin et les taux de sédimentation.

Il en résulte une inversion progressive de l'étagement morpho-biologique. Les tourbières sont alors susceptibles de connaître de brusques épisodes d'invasion marine, à la suite d'une simple défluviation des chenaux de marée. Dans ce cas, les dépôts de tourbe sont recouverts par des niveaux de vase marine. Baeteman (1999) a montré qu'en contexte de stabilité du niveau marin, ce phénomène est favorable à la mise en place de lentilles tourbeuses au sein de la séquence sédimentaire. Toutefois, en rade de Brest, la taille réduite des marais maritimes et la très faible épaisseur des dépôts ont certainement limité ce type d'évolution.

2-1-2- Reprise de la transgression marine et inondation des tourbières littorales au cours du Subboréal

La reprise de la transgression marine vers 4 500 BP se traduit par l'inondation des tourbières mises en place au début du Subboréal. Dans le marais de Porzguen, la remontée du niveau marin est estimée à 3,4 mm/an entre 4 600 et 4 300 BP (phase B, figure 62), tandis que le taux de sédimentation ne dépasse pas 1,7 mm/an dans le même temps. Par conséquent, l'accrétion n'est pas suffisante pour assurer le maintien de la tourbière qui laisse place à un schorre. Une évolution similaire est observée dans le marais de Troaon entre 4 200 et 3 700 BP (phase C, figure 61).

2-1-3- Fin du Subboréal : un remplissage sédimentaire rapide dans un contexte de forte transgression marine

Entre 3 700 BP et 3 000 BP, les vitesses de remontée du niveau marin dépassent 4 mm/an. Ce contexte semble donc tout à fait propice à l'inondation des schorres. Cependant, les taux de sédimentation atteignent 5,8 mm/an dans le marais de Porzguen, permettant non seulement le maintien du schorre mais également une légère exondation de celui-ci (phase D, figure 62). De telles vitesses d'accrétion ne sont pas aberrantes dans des environnements aussi abrités. A titre d'exemple, Guilcher et Berthois (1957) ont mesuré des taux de sédimentation dépassant 50 mm/an sur certains schorres de la rade de Brest. Les facteurs qui concourent au maintien de ces milieux en contexte de transgression marine sont multiples et ont été examinés par un grand nombre d'auteurs (Cahoon *et al.*, 1995 ; Waller *et al.*, 1999 ; Allen, 2000b ; Bartholdy *et al.*, 2004 ; French, 2006). Sur Porzguen, il semble que le caractère d'abri particulièrement prononcé du marais ainsi que sa faible superficie a favorisé un remplissage sédimentaire particulièrement rapide. L'origine du matériel sédimentaire est principalement marine. Compte tenu des faibles dimensions du bassin versant qui encadre le marais, les apports provenant de la dénudation des reliefs alentours doivent être considérés comme négligeables. En revanche, le secteur de Porzguen se situe au débouché de la ria de Penfoul, dont les rives sont riches en sédiments fins. Des apports importants de matière en suspension provenant du déstockage des berges de la ria ont pu favoriser le colmatage sédimentaire de la zone d'arrière cordon.

Sur le secteur de Troaon, aucune datation radiocarbone n'a été obtenue entre 3 700 et 3 000 BP. Il est donc impossible d'estimer les taux de sédimentation durant cette période. Toutefois, l'analyse des foraminifères indique un maintien du schorre entre 3 700 et 900 BP. Par conséquent, le remplissage sédimentaire a pu suivre la même tendance que dans le marais de Porzguen, même si la dynamique du cordon littoral protégeant alors le marais a pu perturber quelque peu les vitesses de sédimentation.

A la fin du Subboréal, les marais de Porzguen et de Troaon présentent une morphologie d'ensemble assez proche de l'actuelle. Leur colmatage est quasiment achevé. Les tourbières littorales ont probablement reculé jusqu'à occuper une position identique à celle d'aujourd'hui.

2-1-4- Le hiatus sédimentaire au Subboréal/Subatlantique : évolution des marais maritimes en contexte de régression marine

La régression marine qui marque la transition Subboréal/Subatlantique représente un hiatus dans la sédimentation. La baisse du niveau marin est rapide puisqu'elle se produit en seulement 300 ans et présente une amplitude d'environ 2 m. Le caractère brutal et éphémère de cet épisode régressif explique probablement l'absence de témoins sédimentologiques ou micro-faunistiques au sein des séquences sédimentaires que nous avons étudiées. La mer cesse rapidement d'envahir les schorres et les tourbières à phragmites mis en place précédemment dans les marais de Porzguen et de Troaon. Il est peu probable alors que ces milieux aient été remplacés par une tourbière dulçaquicole en raison du drainage efficace qu'assuraient les chenaux de marée. Une analyse pollinique apporterait sans aucun doute un éclairage intéressant sur la transformation paysagère ayant accompagné cette petite régression de la fin de l'âge du Bronze.

2-1-5- De l'âge du Fer à nos jours : atterrissement progressif des marais maritimes

La transgression marine reprend à partir de 2 700 BP à un rythme qui ne cesse de décliner jusqu'à aujourd'hui. Un certain laps de temps est nécessaire avant que la mer ne retrouve le niveau atteint vers 3 000 BP à la fin du Subboréal. Sur Troaon, par exemple, ce n'est que vers 900 BP que la sédimentation reprend (phase E, figure 61). Elle se caractérise par un atterrissement du marais dans un contexte de lente remontée du niveau de la mer. Une évolution similaire est observée sur le marais de Porzguen.

Au cours de cette période se met en place la séquence sédimentaire du marais d'Arun. Ici, les taux de sédimentation sont en partie commandés par les phases successives de destruction et de remise en place des cordons littoraux protégeant le marais. D'une manière générale, toutefois, une diminution progressive des vitesses de sédimentation est enregistrée en relation avec la décélération de la transgression marine. Entre 2 700 et 2 300 BP, l'accrétion s'effectue à un rythme de 2,4 mm/an, insuffisant pour compenser une remontée rapide du niveau marin (3,6 mm/an). Durant cette période, le dépôt sédimentaire s'effectue dans un milieu relativement ouvert sur le large. Les conditions d'agitation dans le marais maritime sont probablement trop fortes pour que l'accrétion puisse compenser l'élévation du niveau de la mer. Par la suite, l'équilibre est retrouvé sous des conditions d'abri plus favorables à la décantation des sédiments fins dans le marais. Entre 2 300 BP et 1 700 BP, le schorre montre une tendance à l'exondation, tandis que la vitesse de la transgression tombe à 1,6 mm/an (phase B, figure 63). A partir de 1 700 BP, le taux de sédimentation présente des valeurs avoisinant 1 mm/an, le schorre n'étant plus recouvert par la mer que lors des pleines mers de vive-eau. L'accrétion du schorre accompagne alors la lente remontée du niveau marin jusqu'à nos jours.

En définitive, ces observations montrent la grande capacité d'adaptation des petits marais maritimes de la rade de Brest aux fluctuations du niveau marin sur le long terme. Les tendances à l'inondation ou à l'exondation sont faibles dans la mesure où les taux de sédimentation s'équilibrent le plus souvent avec le rythme de remontée du niveau de la mer. Toutefois, lorsque la transgression s'accélère, le maintien des schorres semble déterminé par les conditions d'abri que leur procure le cordon littoral. En effet, la présence de ces formes d'accumulation favorise, dans les milieux d'arrière-cordon, le dépôt des sédiments fins à l'abri de l'agitation marine. Ce constat souligne ainsi le rôle des flèches de galets actuelles dans la capacité des marais à s'adapter à un contexte de remontée du niveau de la mer. Ces aspects seront repris dans la troisième partie de ce travail pour alimenter notre réflexion sur l'enjeu environnemental que représente la stabilité des flèches de galets pour le maintien des écosystèmes côtiers à forte valeur écologique.

2-2- Transgression marine et événements tempétueux : facteur d'instabilité des flèches de galets à long terme

Dans le chapitre précédent, l'analyse des différentes séquences stratigraphiques a mis en évidence une crise érosive affectant les cordons littoraux de la rade de Brest entre 2000 av. JC et 1200 av. JC. (3 700-3 000 BP). La présence de dépôts de tempête datant de cette période suggère l'intervention d'épisodes météo-marins de forte intensité entraînant le recul des accumulations littorales et, dans certains cas, leur rupture. Par ailleurs, des débris coquilliers, dont le dépôt est contemporain de cette phase érosive, ont également été retrouvés interstratifiés dans les dunes de l'anse du Verger, près de Saint-Malo (Regnauld *et al.*, 1996) et correspondraient à des projections de tempête. De même, dans le marais de La Perroche (île d'Oléron), un niveau à coquilles daté de 3 170 BP vient recouvrir un lit tourbeux érodé au sommet (Clavé *et al.*, 2001). Ce dépôt est, là encore, associé à un renforcement des conditions tempétueuses ayant favorisé l'érosion du cordon littoral.

Ces données concordent avec un grand nombre d'observations archéologiques et paléo-écologiques effectuées dans le nord-ouest de l'Europe, suggérant une détérioration des conditions climatiques à la transition Subboréal/Subatlantique, aux alentours de 3 000 BP (Van Geel *et al.*, 1996 ; Anderson *et al.*, 1998). Les études polliniques menées dans les îles Britanniques et en Hollande soulignent une adaptation de la végétation à un climat plus humide et plus frais. Plusieurs facteurs ont été avancés pour expliquer ces changements climatiques. Une réduction de la circulation thermohaline a été mise en évidence dans l'Atlantique nord vers 4 000 BP, entraînant un refroidissement progressif des eaux de surface (Duplessy *et al.*, 1992). Aux alentours de 3 400 BP, une hausse de la concentration en ¹⁴C atmosphérique est également relevée (Stuiver et Braziunas, 1993) et indique une activité solaire moindre, pouvant être à l'origine d'une détérioration climatique. L'influence sur le climat de l'éruption du volcan islandais Hekla-4, datée de 4 266 BP, a également été discutée (Edwards *et al.*, 1996). Bien que les effets du volcanisme islandais paraissent insuffisants pour entraîner une péjoration climatique à long terme, il est possible que la combinaison de facteurs océaniques, solaires et volcaniques entre 4 000 et 3 000 BP a favorisé un refroidissement progressif du climat à cette époque. Des conditions plus humides supposent également des perturbations atmosphériques plus fréquentes et probablement plus violentes qu'auparavant.

Ce renforcement des conditions tempétueuses survient dans un contexte de transgression marine rapide. Les tendances relevées en rade de Brest estiment la vitesse de remontée du niveau marin à 3 mm/an entre 4 500 et 3 000 BP. Cette élévation est certainement responsable d'un recul des cordons de galets vers l'intérieur des terres, à l'occasion d'épisodes de submersion marine. Nous verrons, dans la seconde partie de ce travail, que les cordons de galets disposent en général d'une bonne capacité d'auto-organisation, leur permettant de reculer sans connaître de modifications définitives de leur profil. Cependant, Carter *et al.* (1989) ont montré qu'un contexte de transgression marine rapide contribue à fragiliser les accumulations littorales sur le long terme. Dans ce cas, les événements météo-marins de forte énergie sont susceptibles de causer des dommages irréversibles aux cordons de galets aboutissant à leur démantèlement progressif.

Ainsi, la crise érosive qui a marqué la période 3 700- 3 000 BP serait liée à la conjonction de deux facteurs : l'un météo-marin (renforcement des conditions de tempête), l'autre eustatique (transgression marine soutenue). Dans la suite de notre travail, il conviendra donc de se demander si de tels changements sont en cours sur la période récente et si une éventuelle modification des facteurs météo-marins peut expliquer le recul récent des flèches de galets à l'échelle des cinquante dernières années.

2-3- Rôle des conditions d'exposition dans la mobilité à long terme des cordons littoraux

Nous l'avons rappelé dans le chapitre précédent, certains cordons de galets en rade de Brest ont connu une grande stabilité au cours des derniers millénaires, contrastant avec la grande mobilité enregistrée sur d'autres sites. Pourtant, chacun de ces secteurs a été soumis aux mêmes mouvements eustatiques durant l'Holocène (du moins si l'on excepte les effets éventuels de la tectonique locale). Les systèmes morphosédimentaires côtiers connaissent donc, sur le long terme, des réponses différentes face à des fluctuations similaires du niveau marin. Ce constat nous amène à considérer comme prépondérante l'influence de certains facteurs locaux dans l'évolution longue des cordons de galets. Il semble notamment que les conditions d'exposition jouent ici un rôle essentiel.

Le secteur de Porzguen montre une exceptionnelle stabilité au cours des 5 000 dernières années qui ne se comprend qu'à travers des conditions d'abri très prononcées. Même si les forçages météo-marins ont certainement connu des variations importantes au cours des derniers millénaires, ce site n'a jamais été exposé à de grandes longueurs de fetch. Actuellement, le fetch maximal ne dépassent pas 3,2 km (figure 64). Nous verrons dans le chapitre suivant que la hauteur des vagues est rarement supérieure à 10 cm dans ce secteur, quelles que soient la force et direction des vents. Par conséquent, cette flèche est peu sensible aux épisodes météo-marins de forte intensité et les transits sédimentaires sont probablement très lents. Cette flèche étant alignée dans le sens des vagues incidentes, son édification par le biais des apports longitudinaux a probablement nécessité un temps considérable, à moins que son recul épisodique ne l'ait amenée à occuper une position plus abritée que par le passé.

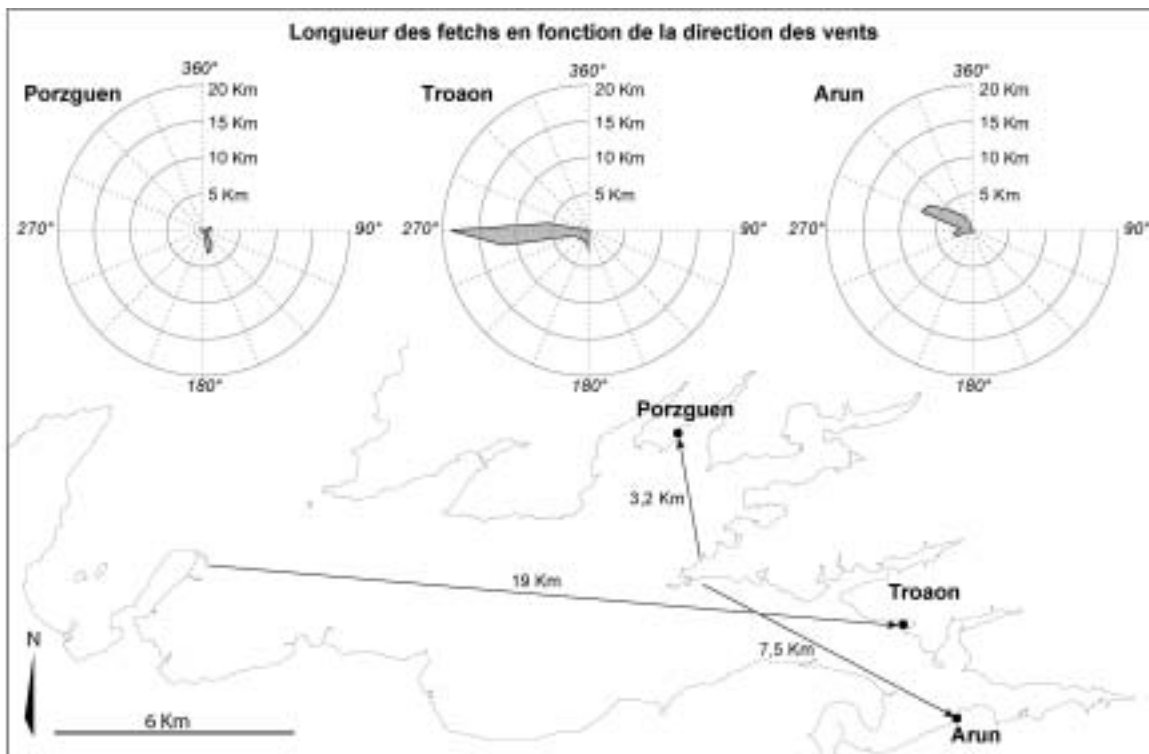


Figure 64 : Conditions d'exposition des secteurs de Porzguen, de Troaon et d'Arun.

Les secteurs de Troaon et d'Arun, en revanche, semblent soumis à l'influence directe des épisodes météo-marins de forte énergie, comme l'indiquent les dépôts de tempêtes ou d'*overwash*

préservés au sein des séquences sédimentaires. Ces flèches sont exposées à de plus grandes longueurs de fetch (figure 64) et, lors des fortes tempêtes, la hauteur des vagues peut dépasser 1 m. Dans ce cas, les puissants jets de rive venant battre le cordon sont capables de générer des transferts sédimentaires rapides en direction du revers, à l'occasion d'épisodes de submersion marine particulièrement morphogènes. L'ouverture de brèches dans les accumulations littorales peut alors conduire à leur démantèlement rapide. En outre, la vulnérabilité de ces cordons à l'érosion sera renforcée en contexte de forte transgression marine puisque l'élévation du niveau marin conduit le plus souvent à une fréquence accrue des épisodes de submersion.

Nous verrons ultérieurement qu'en rade de Brest, les flèches les plus exposées sont toutes orientées perpendiculairement aux vagues incidentes. Cette disposition, que l'on retrouve sur les secteurs de Troaon et de Porzguen, limite les transferts longitudinaux de sédiments. De ce fait, la mobilité de la flèche n'est pas fortement contrôlée par les variations des apports sédimentaires. La plupart des auteurs considèrent que cette configuration assure une certaine stabilité aux formes d'accumulation (Forbes *et al.*, 1995 ; Orford *et al.*, 2002). Bien que cela se vérifie le plus souvent à l'échelle décennale ou centennale, les données obtenues en rade de Brest montrent que, sur une plus longue échelle de temps, les flèches faisant face aux plus grandes longueurs de fetch sont également en mesure de connaître les plus grands bouleversements morphologiques. En revanche, les flèches alignées dans le sens des vagues incidentes (*e.g.* Porzguen) montrent, en rade de Brest, une plus grande stabilité sur le long terme. Cela tient essentiellement à leur localisation, dans les parties les plus internes de la rade orientale. Ces flèches s'allongent vers l'intérieur des rias et sont rarement battues par les vagues. Par conséquent, les transferts longitudinaux sont extrêmement faibles. Dans le même temps, ce caractère d'abri limite l'impact éventuel des épisodes de tempête, de sorte que ces cordons apparaissent beaucoup plus stables à l'échelle millénaire. Durant l'Holocène, l'élévation du niveau marin s'est probablement soldée par un retrait progressif de ces cordons vers l'intérieur des terres, s'effectuant sans rupture majeure.

2-4- Conclusion partielle

L'analyse des variations holocènes du niveau marin en rade de Brest a permis de replacer les grandes étapes du comblement sédimentaire des marais d'arrière-cordon. Ainsi, les dépôts tourbeux qui forment la base des séquences sédimentaires de Troaon et de Porzguen témoignent de l'installation de tourbières littorales à une position proche de la ligne de rivage actuelle au début du Subboréal, tandis que la transgression holocène marque une pause. Vers 4 500 BP, ces tourbières sont progressivement inondées lors de la reprise du mouvement transgressif à un rythme supérieur à 3 mm/an. Jusqu'à 3 000 BP, le remplissage sédimentaire des marais maritimes est rapide, les taux de sédimentation atteignent 5,8 mm/an dans le marais de Porzguen. De ce fait, le colmatage des marais est quasiment achevé à la fin du Subboréal. Par la suite, ces milieux sont temporairement soustraits de l'influence marine lors de la petite régression qui caractérise la période 3 000-2 700 BP, avant d'être réinvestie progressivement par la mer. La dernière phase de comblement sédimentaire correspond à un atterrissement superficiel en lien avec une diminution progressive des vitesses de remontée du niveau marin.

Par ailleurs, la phase de destruction des cordons à la transition Subboréale/Subatlantique, mise en évidence dans le chapitre précédent, a pu être associée à un renforcement des conditions tempétueuses sur le nord-ouest de l'Europe, dans un contexte de transgression rapide du niveau marin. Cette péjoration climatique entre 4 000 et 3 000 BP serait liée à la combinaison de facteurs océaniques, solaires et volcaniques (Duplessy *et al.*, 1992 ; Stuiver et Braziunas, 1993 ; Van Geel *et al.*, 1996 ; Edwards *et al.*, 1996 ; Anderson *et al.*, 1998) et se traduit par la présence de dépôts de

tempêtes dans certaines stratigraphies étudiées sur la façade atlantique française (Regnauld *et al.*, 1996 ; Clavé *et al.*, 2001). Cette phase d'activité morphogène a pu conduire au démantèlement d'une première génération de cordons littoraux en rade de Brest, dans les secteurs exposés à de grandes longueurs de fetch.

3- Conclusion

Cette étude a permis de retracer les fluctuations de la transgression marine holocène en rade de Brest pour les six derniers millénaires. Les courbes de remontée du niveau marin, obtenues localement par le biais de la fonction de transfert, ont montré des tendances différentes, parfois contradictoires, permettant d'insister sur les limites d'une telle méthodologie, notamment lorsqu'elle s'appuie sur le remplissage sédimentaire de petits marais maritimes, fortement influencé par la mobilité des cordons littoraux. L'analyse des foraminifères a tout de même permis de déterminer les diverses positions du niveau marin à partir des niveaux datés au radiocarbone.

Vers 5 500 BP, le niveau marin se situe à 5 m au-dessous de sa position actuelle. Le relèvement de la nappe phréatique permet l'installation de tourbières littorales qui se maintiennent jusqu'à 4 500 BP dans un contexte de relative stabilité du niveau marin. Entre 4 500 et 3 000 BP, le niveau de la mer s'élève d'environ 4 m, à une vitesse moyenne de 3 mm/an. Les tourbières sont rapidement inondées et remplacées par un schorre qui connaît des taux de sédimentation très élevés. Au cours de cette période s'effectue l'essentiel du remplissage sédimentaire des marais maritimes. A ce contexte de transgression rapide s'ajoute un renforcement des conditions tempétueuses à la fin du Subboréal, entraînant l'érosion des cordons exposés aux plus grandes longueurs de fetch. Survient ensuite un épisode régressif, entre 3 000 et 2 700 BP. Cet événement est également identifié par Morzadec-Kerfourn (1969) dans le nord du Finistère, il explique la mise en place des principaux massifs dunaires de la région (Guilcher et Hallégouët, 1991 ; Meur, 1993). En seulement trois siècles, le niveau marin s'abaisse d'environ 2 m. En rade de Brest, toutefois, l'abandon des schorres par la mer ne laisse aucun indice au sein des séquences sédimentaires étudiées, probablement en raison du caractère éphémère de cette légère régression. Après 2 700 BP, le mouvement transgressif reprend à un rythme décroissant jusqu'à nos jours et se solde par un atterrissement progressif des marais de Porzguen et de Troaon.

Deux remarques importantes peuvent être formulées concernant la mobilité à long terme des cordons littoraux en rade de Brest. D'une part, le contexte ayant entraîné l'érosion des premières formes d'accumulations édifiées dans les secteurs de Troaon et d'Arun correspond à une période d'élévation rapide du niveau marin associée à une augmentation des tempêtes à la fin du Subboréal. La conjonction de ces deux facteurs entraîne probablement une augmentation des submersions marines et se solde alors par une crise érosive. Certes, la stabilité du cordon de Porzguen nous incite à ne pas généraliser ce constat à l'ensemble des secteurs littoraux de la rade de Brest, et encore moins à l'échelle de la Bretagne toute entière. Toutefois, il conviendra dans la suite de notre travail de s'intéresser à l'impact morphologique des submersions marines sur l'évolution récente et actuelle des flèches de galets, dans la mesure où elles représentent une composante essentielle de la mobilité de ces formes d'accumulations. D'autre part, nous avons souligné le rôle déterminant des conditions d'exposition et de l'orientation des cordons par rapport aux vagues incidentes. Ce facteur devra également être pris en compte dans notre analyse.

Conclusion de la première partie

Les flèches de galets de Bretagne forment des cordons de type « composite » (Carter et Orford, 1984 ; Jennings et Shulmeister, 2002). Elles occupent la partie haute de l'estran et sont caractérisées par une forte pente, réfléchissante à haute mer, tandis qu'au pied des cordons se développe une large plage intertidale généralement sableuse et dissipative à basse mer.

Ces accumulations se composent d'un mélange de sables et de graviers emballant des galets, en proportion variable. La part du matériel grossier dépasse rarement 55 % du sédiment et les galets se concentrent généralement au sommet des accumulations. Il correspond à la mobilisation par la transgression holocène d'un stock sédimentaire quaternaire accumulé sur la plate-forme continentale. Ce stock étant aujourd'hui tari, seule l'érosion des falaises taillées dans les formations périglaciaires (head) constitue les principales pourvoyeuses en galets et graviers de ces flèches. A cela s'ajoute localement l'érosion des affleurements de roches tendres (schistes) et des formes d'accumulation fossiles situées sur l'estran ou sur l'avant-côte.

L'abondance des flèches de galets en rade de Brest s'explique par l'extrême découpage du littoral, ayant favorisé le détachement des formes d'accumulation par rapport à la côte. Ce découpage a multiplié les conditions d'exposition et a permis l'élaboration de cordons d'une grande richesse morphologique. Dans le même temps, la segmentation de la côte en une multitude de cellules hydrosédimentaires a limité la dimension des flèches dont la longueur ne dépasse pas quelques centaines de mètres, tandis que leur volume atteint au maximum $74\,000\text{ m}^3$ sur le Sillon des Anglais. Sur les façades septentrionale et méridionale de Bretagne, en revanche, les flèches présentent de plus grandes dimensions. Ainsi, le Sillon de Talbert s'étire sur plus de 3 km et son volume actuel est estimé à $1,24 \cdot 10^6\text{ m}^3$.

Ces accumulations présentent le plus souvent une seule crête (*single ridge barrier*) susceptible d'être remobilisée lors des épisodes de hauts niveaux d'eau. En arrière des cordons s'étendent des marais maritimes, plus ou moins colmatés par une sédimentation fine et protégés de l'agitation marine par la présence des flèches. Les dépôts sédimentaires holocènes préservés au sein de ces marais s'avèrent être de bons enregistreurs de la mobilité littorale au cours des derniers millénaires. Leur étude détaillée a été réalisée sur trois marais maritimes en rade de Brest.

Les analyses stratigraphiques, granulométriques et micro-faunistiques des dépôts sédimentaires holocènes préservés au sein des marais de Porzguen, de Troaon et d'Arun ont permis de reconstituer les grandes étapes du remplissage sédimentaire, en lien avec les principales phases de mise en place et d'évolution des flèches de galets. En outre, une fonction de transfert basée sur les foraminifères a été mise au point afin de déterminer avec précision les environnements de dépôts associés aux différentes unités stratigraphiques. Dans le même temps, ce travail a permis de réactualiser les travaux anciens de Morzadec-Kerfourn (1969, 1974) portant sur l'eustatisme en Bretagne occidentale et de retracer les fluctuations de la transgression marine holocène en rade de Brest pour les six derniers millénaires.

Les résultats obtenus montrent que le remplissage sédimentaire des marais maritimes débute vers 5 500 BP par une sédimentation organique associée à la mise en place de tourbières en limite supérieure de la marée, dans un contexte de relèvement progressif de la nappe phréatique en lien avec le mouvement transgressif holocène. Le niveau marin se situe alors à 5 m au-dessous de sa position actuelle et s'y maintient jusqu'à 4 500 BP.

Entre 4 500 et 3 000 BP, la transgression marine reprend et le niveau de la mer s'élève d'environ 4 m, à une vitesse moyenne de 3 mm/an, jusqu'à atteindre une position légèrement inférieure à l'actuelle. Les tourbières sont rapidement inondées et remplacées par un schorre dont les taux de sédimentation très élevés supposent la présence d'une première génération de cordons littoraux en avant des marais. Au cours de cette période s'effectue l'essentiel du remplissage sédimentaire des marais maritimes.

A ce contexte de transgression rapide s'ajoute un renforcement des conditions tempétueuses à la fin du Subboréal, entraînant l'érosion des cordons exposés aux plus grandes longueurs de fetch. Entre 3 700 BP et 3 000 BP, ces formes d'accumulation connaissent une « crise » érosive, associée à l'intervention d'épisodes météo-marins de forte intensité qui provoquent l'ouverture de brèches et le recul des cordons. Seuls, les secteurs les plus abrités (e.g. Porzguen) ne sont pas affectés par cette phase propice à la destruction des premières constructions littorales édifiées au voisinage de la ligne de rivage actuelle.

Survient ensuite un épisode régressif, entre 3 000 et 2 700 BP. Cet événement est également identifié par Morzadec-Kerfourn (1969) dans le nord du Finistère où il aurait favorisé la mise en place des principaux massifs dunaires de la région (Guilcher et Hallégouët, 1991 ; Meur, 1993). En seulement trois siècles, le niveau marin s'abaisse d'environ 2 m. En rade de Brest, toutefois, l'abandon des schorres par la mer ne laisse aucun indice au sein des séquences stratigraphiques étudiées, probablement en raison du caractère éphémère de cette petite régression.

Après 2 700 BP, le mouvement transgressif reprend à un rythme décroissant jusqu'à nos jours. Dans les marais maritimes de Porzguen et de Troaon, cette dernière phase de comblement sédimentaire se traduit par un atterrissement superficiel. Dès lors, les cordons ne connaissent qu'une mobilité réduite probablement marquée par le recul épisodique lors des plus fortes tempêtes. Seul, le secteur d'Arun connaît, jusqu'au début de notre ère, plusieurs phases de destruction et de reconstruction d'édifices sédimentaires.

Il conviendrait de multiplier, à l'avenir, les études locales de ce genre en réalisant des carottages plus précis à l'aide d'outils adaptés qui permettraient une analyse plus fine des différentes séquences stratigraphiques. L'emploi d'un carottier à percussion permettrait notamment d'aboutir à des reconstitutions plus précises des variations holocènes du niveau marin. Dans cette optique, la prise en compte des effets de tassement des sédiments serait également à envisager. Par ailleurs, il serait intéressant d'étendre la collecte d'analogues modernes à d'autres secteurs littoraux en Bretagne afin d'élargir géographiquement le champ d'application de la fonction de transfert développée dans le cadre de ce travail. L'étude que nous avons réalisée mériterait donc de plus amples développements.

Plusieurs remarques peuvent toutefois être formulées concernant la mise en place et l'évolution à long terme des flèches de galets de Bretagne. Tout d'abord, il convient d'insister sur le fait que certains de ces cordons ont connu dans le passé des phases de destruction liée à l'intervention d'épisodes morphogènes ayant entraîné leur recul, leur rupture et leur démantèlement. Ils mettent en évidence une évolution non-linéaire des flèches de galets sur le long terme. Ces épisodes se sont produits dans un contexte de transgression rapide du niveau marin associé à un renforcement des conditions météo-marines. Une telle situation se révèle particulièrement propice au recul des édifices sédimentaires sur un pas de temps millénaire. Ensuite, nous avons pu observer que les secteurs actuellement exposés à un fort hydrodynamisme ont enregistré une plus grande mobilité, comme en témoigne la présence de dépôts d'*overwash* dans les stratigraphies étudiées sur Troaon et Arun. Cela suggère l'action de phénomènes particulièrement morphogènes intervenant à l'échelle épisodique,

mais contrôlant l'évolution à long terme des cordons littoraux. Malgré cette mobilité, il apparaît enfin que les formes actuelles sont héritées de cordons primitifs dont la mise en place est relativement ancienne. L'âge des premiers cordons a été estimé à environ 5 000 ans en avant du marais de Porzguen, à 3 000 ans sur le secteur de Troaon, et à environ 1 500 ans sur le site d'Arun. Ces flèches de galets se sont probablement édifiées à partir d'un matériel présent en abondance sur la côte. Elles représentent à l'heure actuelle de véritables héritages morphosédimentaires.

La tendance récente à l'érosion des cordons soulève la question d'une éventuelle dilapidation de ces héritages au cours des derniers siècles et des dernières décennies.

DEUXIÈME PARTIE

DES HÉRITAGES...

...EN VOIE DE DILAPIDATION...

Il s'agira, dans cette deuxième partie, de s'interroger sur l'évolution récente de ces formes d'accumulation sur une échelle de temps pluri-centennale à pluri-décennale.

Un premier chapitre sera consacré à la quantification des tendances évolutives sur la période récente à partir de l'observation et du traitement numérique de cartes anciennes et de photographies aériennes. La mobilité étant en grande partie contrôlée par les agents météo-marins, leurs caractéristiques à l'échelle de la Bretagne seront également rappelées. En outre, la cinématique des cordons sera retracée et permettra d'identifier les différents comportements morphodynamiques à moyen terme.

Un second chapitre sera destiné à l'analyse des submersions marines sur la période récente. Leur rôle variable dans la mobilité des flèches de galets sera démontré et nous permettra de faire ressortir quelques grands traits du fonctionnement morphosédimentaire de ces formes d'accumulation.

Un troisième chapitre sera réservé à l'examen des différents facteurs susceptibles d'expliquer l'érosion récente de la plupart des flèches de galets à l'échelle régionale. L'impact des forçages anthropiques, l'élévation contemporaine du niveau marin, l'éventuel renforcement des conditions météo-marines et la diminution des apports sédimentaires à la côte seront successivement passés en revue afin de déterminer l'origine du recul des édifices sédimentaires.

CHAPITRE 1

MOBILITÉ RÉCENTE DES FLÈCHES DE GALETS

1- Les agents de la morphogénèse : acteurs de la mobilité récente des flèches de galets	148
1-1- La houle et le vent : le mouvement des eaux de surface	148
1-2- La marée : effets induits par les fluctuations du niveau d'eau à la côte	162
1-3- Conclusion partielle.....	167
2- Évolution à moyen terme du bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne.....	168
2-1- Méthodologie et traitement des données.....	168
2-2- Évolution des flèches de galets à l'échelle centennale.....	184
2-3- Évolution des flèches de galets de Bretagne à l'échelle pluri décennale.....	195
2-4- Conclusion partielle.....	200
3- Les comportements morphodynamiques des flèches de galets à moyen terme.....	201
3-1- Typologie des comportements morphodynamiques des flèches de galets.....	201
3-2- Les cordons en phase de consolidation, de stabilité et de cannibalisation	206
3-3- Les cordons en phase de rupture	215
3-4- Conclusion partielle.....	225
4- Conclusion.....	226

Contrairement à l'approche paléo-environnementale employée pour reconstituer les grandes étapes de l'évolution des flèches de galets à l'échelle des derniers millénaires, l'approche historique permet la quantification de la mobilité littorale à des degrés de précisions spatiale et temporelle relativement satisfaisants pour les deux derniers siècles, grâce à l'existence d'un grand nombre de documents cartographiques et photographiques et au développement récent des techniques permettant d'en extraire une information fiable.

A ce jour, très peu d'études ont tenté de déterminer l'évolution des flèches de galets de Bretagne. En rade de Brest, seuls les travaux de Guilcher *et al.* (1957) ont été réalisés dans ce sens, en se fondant sur la comparaison des observations de terrain avec une carte hydrographique levée en 1817. La flèche du Loc'h a également fait l'objet de mesure de terrain par Berthois et Auffret (1969), tandis qu'une analyse diachronique de clichés aériens a été menée par Morel (1993) et Hallégouët et Morel (1994), sans toutefois une mesure précise de l'évolution. Par ailleurs, le recul du Sillon de Talbert a été relativement bien étudié (Le Page, 1967 ; BRGM, 1980 ; Pinot, 1994 ; Orford *et al.*, 1995), mais les techniques employées ne permirent pas une reconstitution fine de l'évolution, de sorte que les valeurs de recul obtenues varient fortement selon les auteurs.

L'objectif de ce chapitre est donc de retracer la mobilité récente des flèches de galets de Bretagne en prenant comme sites d'étude des formes d'accumulation réparties sur les trois façades septentrionale, occidentale et méridionale de Bretagne. Dans un premier temps, nous présenterons le rôle et les caractéristiques régionales des agents météo-marins qui contrôlent cette mobilité. Dans un second temps, nous exposerons successivement la méthodologie et les résultats que nous avons obtenus à l'échelle de chaque façade littorale. L'ensemble des traitements mis en œuvre dans le cadre de ce travail sera largement développé compte tenu de la complexité des procédés employés. Dans un troisième temps, nous analyserons le comportement morphodynamique de quelques flèches au cours des dernières décennies en replaçant les évolutions reconnues au sein d'une typologie développée par Orford *et al.* (1996) sur les cordons et flèches de galets.

1- Les agents de la morphogenèse : acteurs de la mobilité récente des flèches de galets

Deux agents essentiels interviennent dans la mobilité récente des flèches de galets. Il s'agit, d'une part, de la houle dont l'action à la côte se traduit par l'édification des levées de galets et par le transport de sédiment le long des rivages et, d'autre part, de la marée qui joue un rôle indirect en faisant varier le niveau d'action des vagues sur les cordons, en générant des courants susceptibles d'assurer le transport de sédiments, en contribuant à la génération de niveaux d'eau extrêmes à la côte.

1-1- La houle et le vent : le mouvement des eaux de surface

Nous commencerons, dans un premier temps, par rappeler le rôle de la houle dans le façonnement des flèches de galets. Ensuite, nous nous intéresserons aux caractéristiques de l'hydrodynamisme sur les côtes de Bretagne et, plus particulièrement, aux conditions de houle à proximité de nos secteurs d'étude. Nous distinguerons, d'une part, les secteurs situés sur les façades septentrionale et méridionale de Bretagne soumis à l'influence des houles provenant du large et, d'autre part, les secteurs situés en rade de Brest soumis à un régime de vagues particulier.

1-1-1- Effets de la houle sur les cordons de galets

1-1-1-1- Agent de transport longitudinal

Les houles sont le principal agent de la morphogenèse des flèches de galets car elles fournissent, lors du déferlement, l'énergie motrice suffisante pour enclencher un mouvement des sédiments grossiers sur l'estran. Elles contribuent également à l'alimentation des cordons, en faisant transiter les sédiments de manière longitudinale par rapport à la ligne de rivage (figure 65). La présence de multiples indentations dans le tracé de la côte favorise alors le détachement des formes d'accumulation qui, dès lors, tendent à s'allonger dans le sens du transit sédimentaire dominant, en adoptant la forme de flèche à pointe libre.

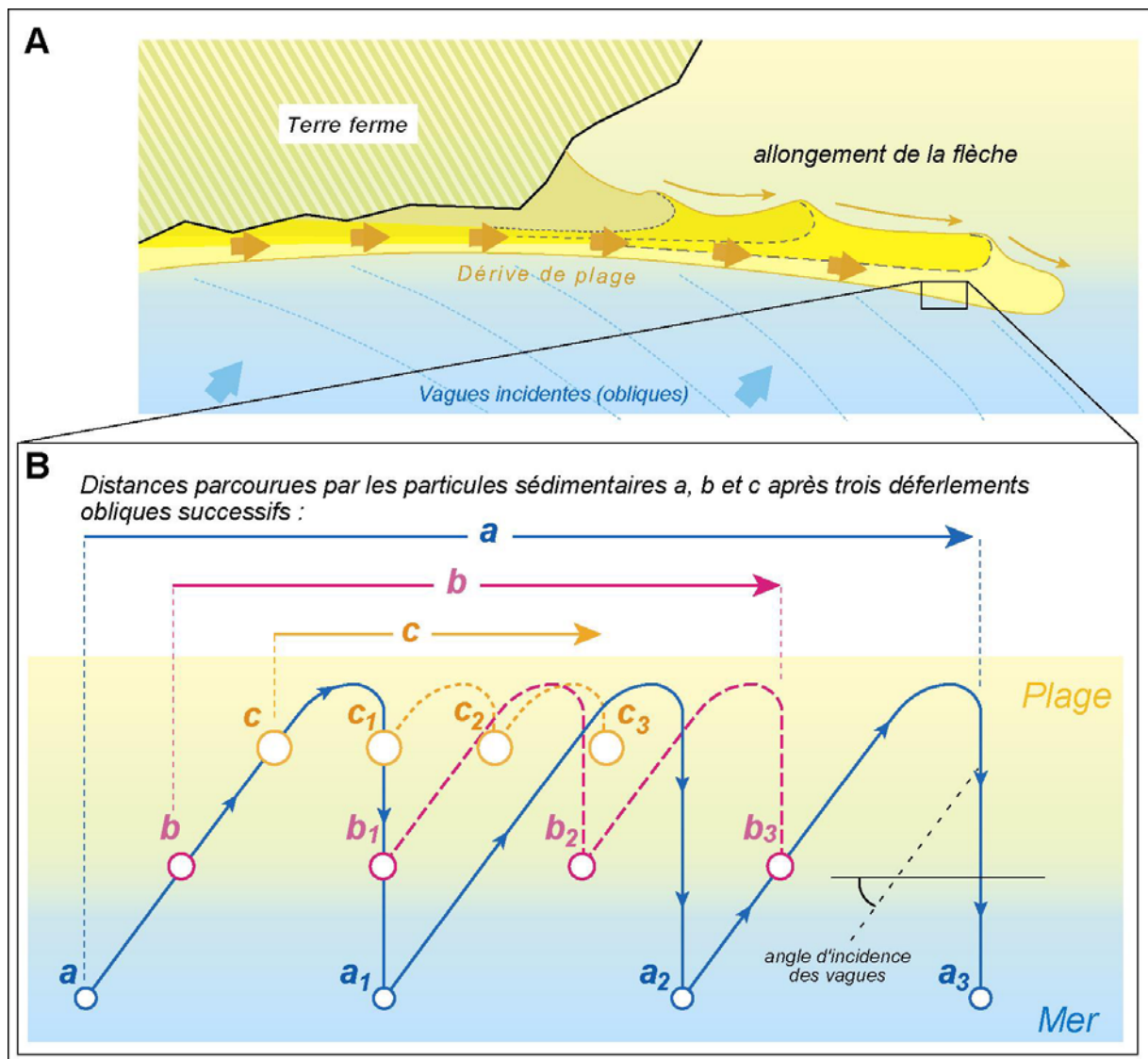


Figure 65 : A. Schéma classique de développement d'une flèche à pointe libre sous l'action de la dérive de plage. B. Transport des galets sous l'effet du jet de rive et de la nappe de retrait (modifié de Zenkovitch, 1967).

Sur l'estran, la mise en mouvement des galets s'effectue lors du déferlement, par saltation au niveau du jet de rive, et par roulement sous l'effet de la nappe de retrait (Mason et Coates, 2001) (figure 65B, photographie 25). Les déplacements de galets les plus importants interviennent lors des

déferlements en volute, caractérisant les estrans réfléchissants, et lorsque les vagues abordent le rivage avec une certaine obliquité. Les galets sont alors projetés vers le haut de plage par le jet de rive dans le sens de propagation de la houle oblique, avant de redescendre perpendiculairement à la plus forte pente du profil, sous l'effet de la nappe de retrait. Il en résulte un déplacement en « dents de scie », couramment appelé « dérive de plage », responsable du transit sédimentaire le long des flèches de galets et de leur allongement éventuel.

1-1-1-2- Agent de transport transversal

Sous des conditions météo-marines et hydrodynamiques particulières, les houles à la côte sont également responsables d'un transit transversal des galets et d'une modification du profil des flèches de galets. Deux situations peuvent être distinguées.



Photographie 25 : Jet de rive et nappe de retrait sur le Sillon de Talbert (cliché : P. Stéphan).

Lorsque l'action des vagues se porte à un niveau inférieur à la crête des cordons, les vagues participent au processus d'*overtopping* (figure 66). Ce processus est particulièrement important sur les accumulations composées essentiellement de galets et dans lesquelles la fraction sableuse interstitielle est en faible proportion. Dans ce cas, la forte perméabilité de la surface favorise l'infiltration des jets de rive dans les interstices du sédiment, tandis que la nappe de retrait dispose d'une moindre compétence. Cette dissymétrie du *swash* est favorable à la remontée progressive des galets vers le haut des accumulations et à la formation d'une berme, constituée de galets en *openwork*.

Le développement des bermes est favorisé lors des événements tempétueux où les vagues disposent d'une plus forte compétence. Lorsque les déferlements se produisent à un niveau élevé sur le cordon, les plus gros galets sont parfois projetés au niveau de la crête et contribuent alors à son exhaussement. En définitive, ce type d'évolution morphologique engendre un raidissement du cordon qui devient de plus en plus réfléchissant et adopte une plus forte concavité. Par ailleurs, le processus d'*overtopping* est responsable de l'édification des cordons de galets à partir des stocks de matériel disponibles sur la côte.

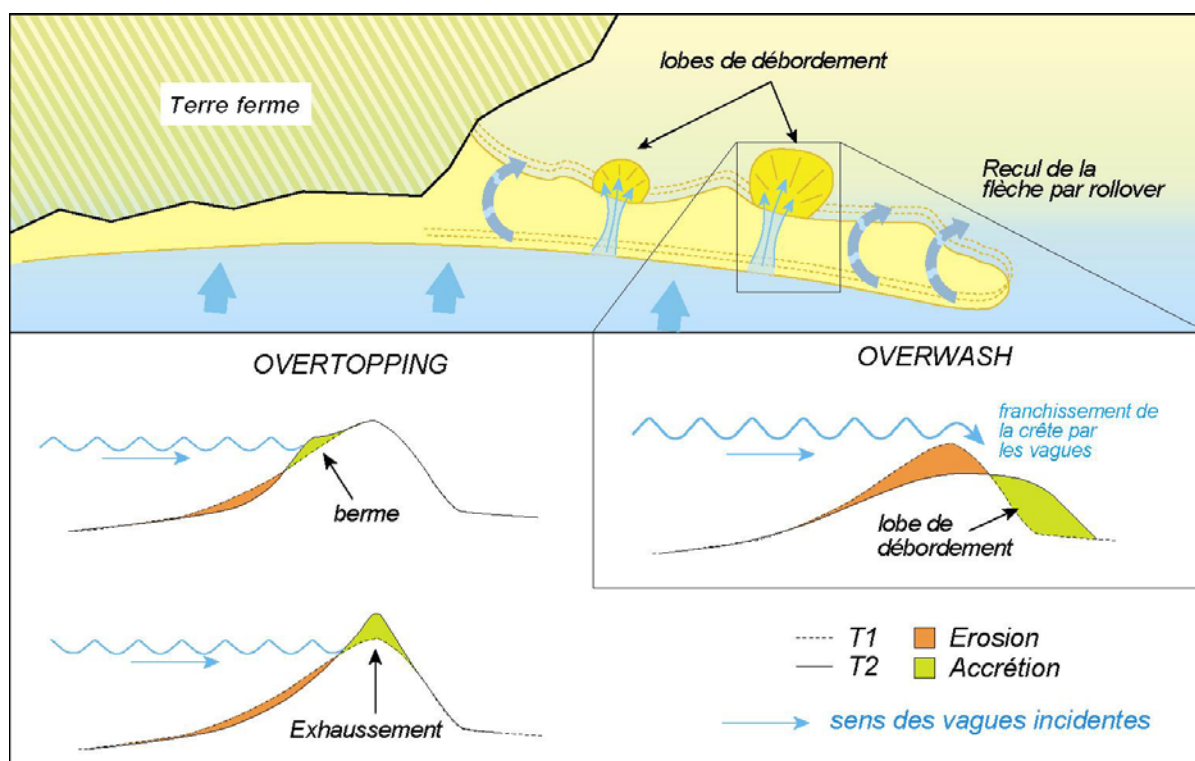


Figure 66 : Evolution d'une flèche de galets par *overtopping* et par *overwash*.

Lorsqu'en contexte de submersion marine, les vagues franchissent la crête des accumulations, elles conduisent au processus d'*overwash* (figure 66). Les plus hauts jets de rive atteignent le sommet des cordons et génèrent un flux continu d'eau en direction du revers. Les galets qui composent la crête sont déplacés en arrière du cordon où ils viennent recouvrir le matériel existant. L'impact morphologique de ce type d'événement est très variable et sera abordé en détail dans la suite de notre travail. Précisons pour le moment que, lors des épisodes tempétueux, les processus d'*overwash* peuvent entraîner l'ouverture de brèches et la mise en place de lobes de débordement sur le revers des cordons.

L'alternance répétée dans le temps des processus d'*overtopping* et d'*overwash* est responsable d'un recul des cordons de galets par roulement sur eux-mêmes. Ce mécanisme est connu sous le terme de *rollover*. Il a notamment permis la remontée d'une partie des stocks de galets disponibles sur la plate-forme continentale lors de la transgression post-glaciaire.

1-1-1-3- Contribution de la houle à la génération des niveaux d'eau extrêmes

Les vagues peuvent également contribuer à la génération de hauts niveaux d'eau sur les flèches de galets à travers les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* (figure 67). Le *wave setup* s'explique par l'accumulation des masses d'eau entre la zone de déferlement des vagues et la plage, créant une déformation du plan d'eau dont la pente est orientée vers le rivage. Le *swash runup* correspond, quant à lui, à la partie supérieure du jet de rive sur la plage. Il peut se définir comme une succession d'élévations maximales du niveau de l'eau mesurée sur la plage et relative à un niveau marin stable que l'on observerait en l'absence de vagues.

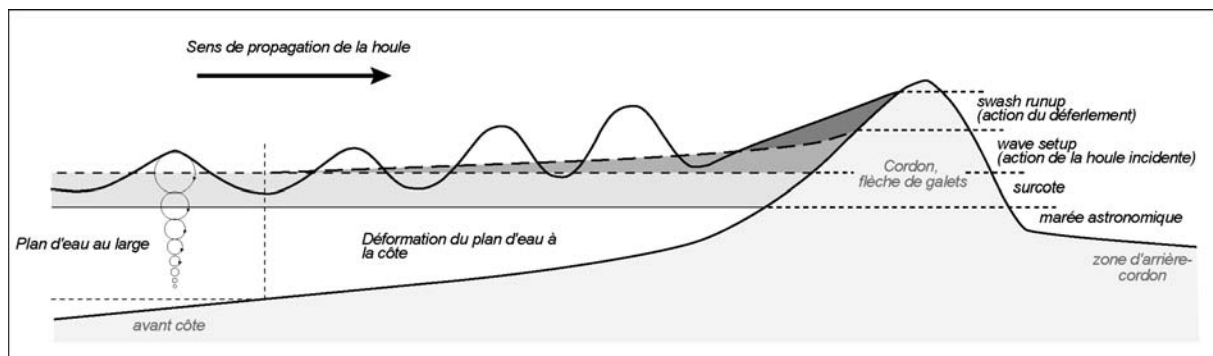


Figure 67 : Les différents paramètres intervenant dans la génération de hauts niveaux d'eau sur les flèches de galets, dont le *wave setup* et le *swash runup* (modifié de Fichaut et Suanez, 2007).

L'amplitude de ces deux phénomènes est étroitement dépendante des conditions de houles. Ainsi, lors des tempêtes, l'élévation du plan d'eau créé par les vagues à la côte peut favoriser le franchissement de la crête des accumulations par les plus hauts jets de rive et permettre aux processus d'*overwash* d'entraîner le recul des cordons.

1-1-2- Caractéristiques des houles sur les côtes exposées de Bretagne

1-1-2-1- Aspects généraux

Les caractéristiques de la houle au large des côtes de Bretagne étaient connues, jusqu'à récemment, par les seules mesures issues de houlographes, livrant des séries de données le plus souvent fragmentaires. La mise au point d'un Atlas Numériques d'Etat de Mer (ANEMOC) par le LNHE, simulant les conditions d'agitation marine au large des côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique, offre désormais une série de données complète sur la hauteur et la direction des houles pour la période 1979-2002 (Benoit et Lafon, 2004 ; Benoit *et al.*, 2008). Il est alors possible de connaître les conditions de houle en différents points précis de la côte, correspondant aux nœuds du modèle.

La figure 68 montre une série de roses de houles que nous avons obtenues pour trois points, situés au large des secteurs du Sillon de Talbert (point A), du Linkin (point B), de Bétahon et de Dibenn (point D). Les données d'Ouessant (point C) sont issues de la thèse d'A. Dehouck (2006).

Au large d'Ouessant, les houles les plus fréquentes et les plus fortes sont de secteur ouest et leur hauteur dépasse fréquemment 5 m (figure 68). Il s'agit des grandes houles océaniques générées dans l'Atlantique Nord par les flux d'ouest dominants.

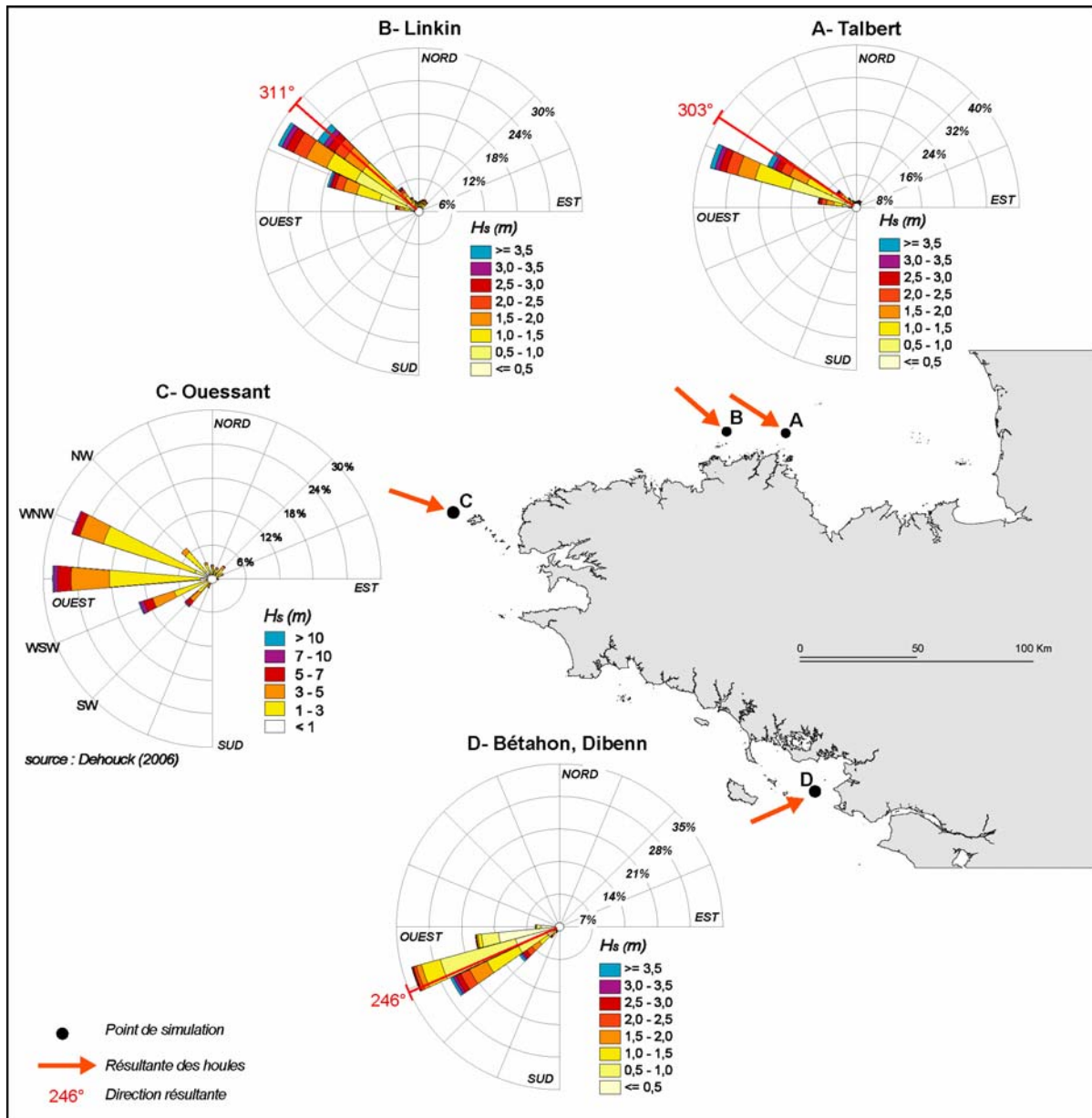


Figure 68 : Roses des houles annuelles obtenues au large des secteurs d'étude pour quatre nœuds du modèle ANEMOC, et résultantes associées (période 1979-2002).

Sur la façade septentrionale de Bretagne, les houles les plus fréquentes sont de secteur nord-ouest (figure 68). Leur direction résultante est comprise grossièrement entre 300° N et 310° N. La hauteur des houles significatives reste inférieure à 1 m pour 40 % du temps, à 2 m pour 80 % du temps et n'est supérieure à 3 m que pour 6 % du temps. Ici, les conditions de houle sont moins fortes qu'à Ouessant. En effet, les houles océaniques ont déjà subi un début de réfraction sur la plate-forme continentale lors de leur entrée en Manche. Elles ont donc perdu une partie de leur énergie et, à quelques kilomètres de la côte, elles tendent à s'orienter perpendiculairement à la ligne de rivage. Par ailleurs, les phénomènes de réfraction et de diffraction sur l'avant-côte modifient fortement les caractéristiques de houle à la côte. Ces phénomènes sont particulièrement importants sur le littoral du Trégor où une multitude d'îles et d'îlots s'égrènent en avant du rivage (figure 69).

Ainsi, la flèche du Linkin se trouve dans une position particulièrement abritée des houles de nord-ouest. Avant d'atteindre la flèche, les houles sont amorties successivement par les faibles profondeurs qui marquent le Plateau de Triagoz et par les obstacles que constituent l'archipel des Sept-îles et l'île Tomé (figure 69). La Pointe du Château protège également toute la partie occidentale de la rade de Perros-Guirec des houles dominantes de nord-ouest. Il est donc très difficile de comprendre la mise en place de la flèche du Linkin dans un secteur où l'hydrodynamisme est relativement modéré et n'induit probablement qu'un faible transit longitudinal. En outre, nous avons vu précédemment que la flèche du Linkin s'allonge vers l'ouest, c'est-à-dire dans le sens opposé aux directions dominantes des houles. En réalité, la naissance de cette flèche résulte de la rupture d'un cordon primitif, dont les deux extrémités étaient initialement rattachées à la terre ferme. La forme de flèche n'est apparue qu'après l'ouverture d'une brèche dans ce cordon.

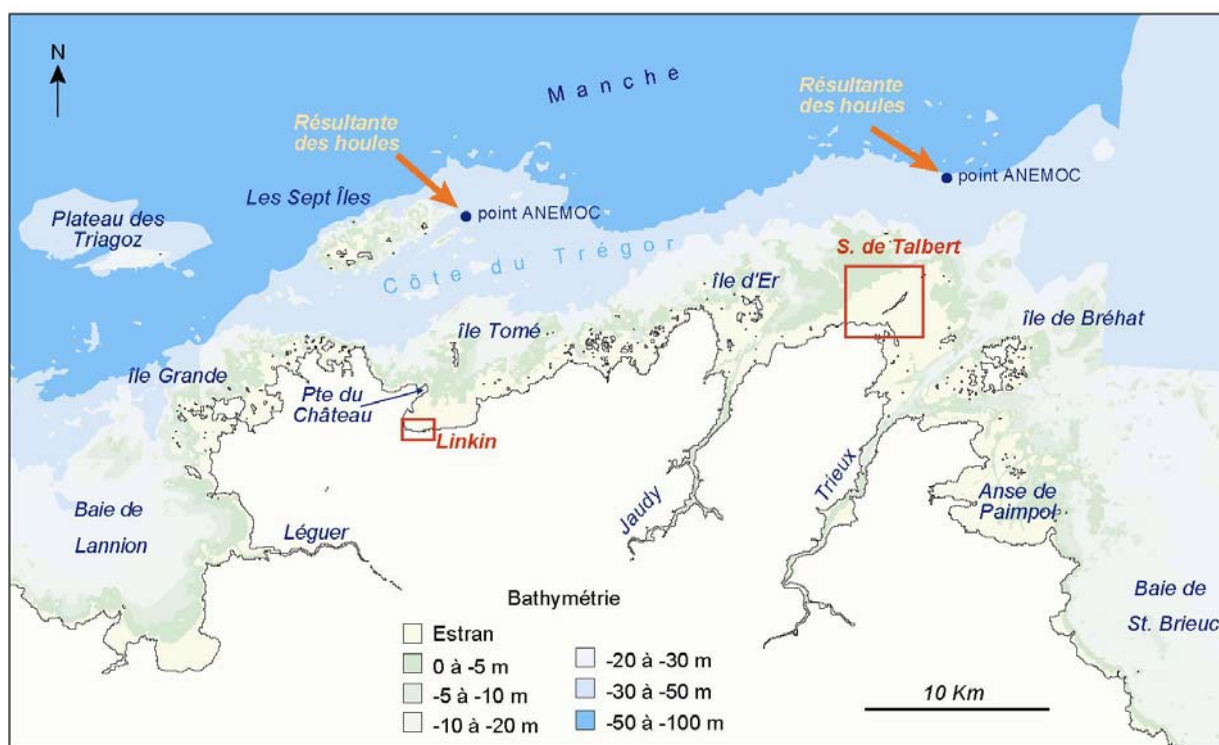


Figure 69 : Morphologie de l'avant-côte au large des flèches du Linkin et du Sillon de Talbert.

En comparaison, le Sillon de Talbert semble bénéficier d'une moindre protection par l'avant-côte, même si, dans le détail, il convient de mentionner la présence d'innombrables écueils rocheux participant à l'amortissement des houles lors de leur propagation jusqu'au rivage (figure 69). Il s'agit donc d'un secteur battu par des houles relativement fortes, susceptibles d'entraîner des transferts sédimentaires importants.

Sur la façade méridionale de Bretagne, la tendance à l'affaiblissement des houles et à leur changement d'orientation à l'approche des côtes est encore plus marquée (figure 68). Elle est liée aux faibles pentes qui caractérisent la plate-forme continentale. Au niveau du point de simulation ANEMOC, situé à une vingtaine de kilomètres au large des flèches de Dibenn et de Bétahon, les houles dominantes sont de secteur ouest-sud-ouest et ont déjà subi un début de réfraction. Les conditions hydrodynamiques y sont nettement plus faibles que celles enregistrées au large

d'Ouessant. La hauteur significative des vagues est inférieure à 2 m pour 90 % du temps et dépasse 3 m pour seulement 3 % du temps. Cet affaiblissement de l'hydrodynamisme s'accroît à mesure que les houles se propagent au sein du Mor-Bras, vaste golfe qu'encadrent, à l'ouest, la presqu'île de Quiberon et, à l'est, la pointe du Croisic (figure 70).

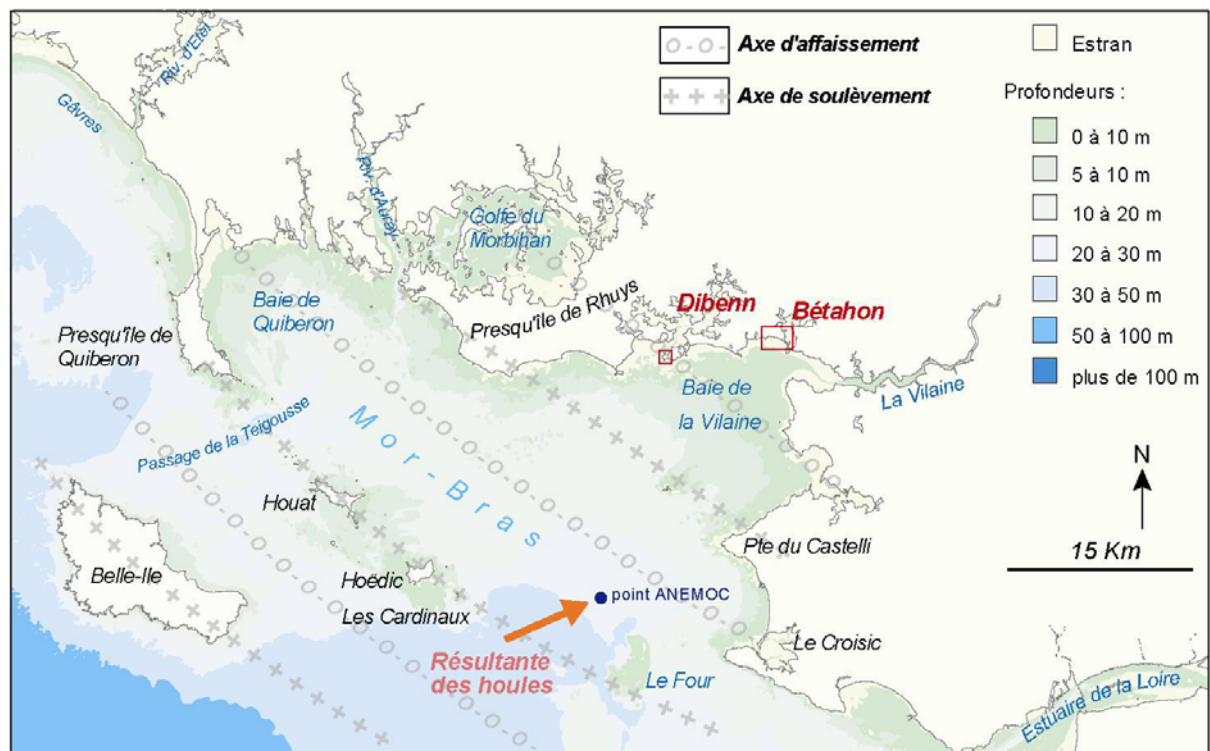


Figure 70 : Morphologie de l'avant-côte et structure géologique simplifiée du Mor-Bras (d'après Jussy et Guilcher, 1962).

Le golfe du Mor-Bras correspond à un axe d'affaissement faillé tertiaire qui reprend les directions structurales WNW-ESE des plissements hercyniens (Jussy et Guilcher, 1962) (figure 70). Il est caractérisé par de faibles profondeurs et par une faible pente orientée vers le large, favorable à la réfraction des houles. Les rivages du Mor-Bras sont donc battus par des vagues ayant perdu une grande partie de leur énergie sur l'avant-côte (Hénaff et Biville, 2002). En outre, ce littoral bénéficie de conditions d'abri que lui procurent, au large, l'île de Belle-Ile et la dorsale Quiberon-Houat-Hoëdic-Les Cardinaux-Le Four marquée par une série d'îles et de hauts-fonds qui correspondent à deux axes de soulèvement tertiaire (figure 70). Par conséquent, les conditions de houle au large, illustrées par la figure, ne sont que partiellement représentatives de l'hydrodynamisme qui caractérise les flèches de Diben et de Bétahon. D'une manière générale, celui-ci reste relativement faible. En raison de la forte réfraction, l'obliquité des houles par rapport au trait de côte est souvent faible. La mise en place de flèches de galets a néanmoins été possible, en grande partie favorisée, comme nous le verrons ultérieurement, par la faible granulométrie du matériel sédimentaire, susceptible d'être facilement mis en mouvement sous l'action du jet de rive et de la nappe de retrait et, dans le cas des sables, par les courants de dérive littorale.

1-1-2-2- Saisonnalité des conditions de houle

L'analyse saisonnière des données de houle au large des secteurs de Dibenn et Bétahon révèle un renforcement des conditions d'agitation marine durant la période hivernale (entre les mois de décembre et de février) à travers une fréquence accrue des fortes houles, d'une hauteur significative supérieure à 3 m (figure 71). Ces houles sont associées à des événements tempétueux s'accompagnant généralement de vents violents et de basses pressions atmosphériques. Ces épisodes météo-marins sont responsables des principaux transits sédimentaires le long des flèches de galets, dès lors que les houles présentent une certaine obliquité. Lorsqu'elles coïncident avec une pleine mer de vive-eau, les fortes houles donnent également naissance à des jets de rive capables de franchir la crête des accumulations sédimentaires et d'entraîner le recul des cordons vers l'intérieur des terres par *rollover*.

La période estivale (entre les mois de juin et août) se caractérise, en revanche, par un affaiblissement important des conditions hydrodynamiques (figure 71). Les vagues de hauteur inférieure à 1 m sont les plus fréquentes et ne présentent généralement qu'un faible pouvoir morphogène sur le littoral. Par ailleurs, une légère variation de la direction des résultantes de houle est observée au cours de l'année. L'été se distingue par des houles provenant principalement de l'ouest, tandis que l'hiver est caractérisé par une prédominance des flux de sud-ouest.

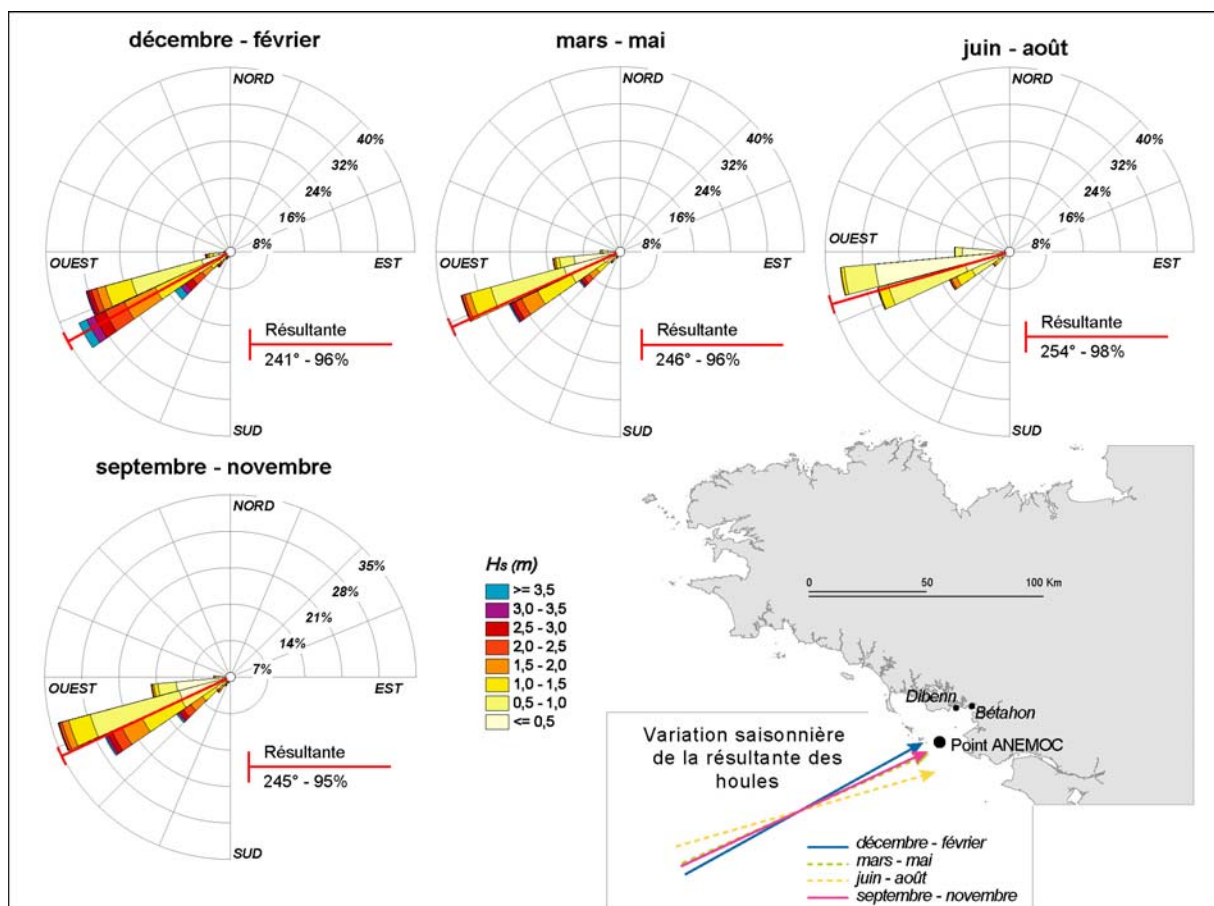


Figure 71 : Saisonnalité des conditions de houle, au large des secteurs de Bétahon et Dibenn (période 1979-2002).

Le constat est identique au large du Sillon de Talbert où un renforcement des conditions de houle est également enregistré durant la période hivernale suivi d'un affaiblissement significatif au cours de l'été (figure 72). La fréquence accrue des tempêtes durant l'hiver favorise alors la génération de hauts niveaux d'eau sur la flèche par le biais des phénomènes de *wave setup* et de *swash runoff*. La direction dominante des houles connaît aussi de légères variations saisonnières. Les flux adoptent ainsi une orientation plus méridienne en hiver, tandis que la période estivale se marque par des houles dominantes orientées plus à l'ouest. Toutefois, il est peu probable que ces légères différences modifient les volumes de galets transitant le long du cordon.

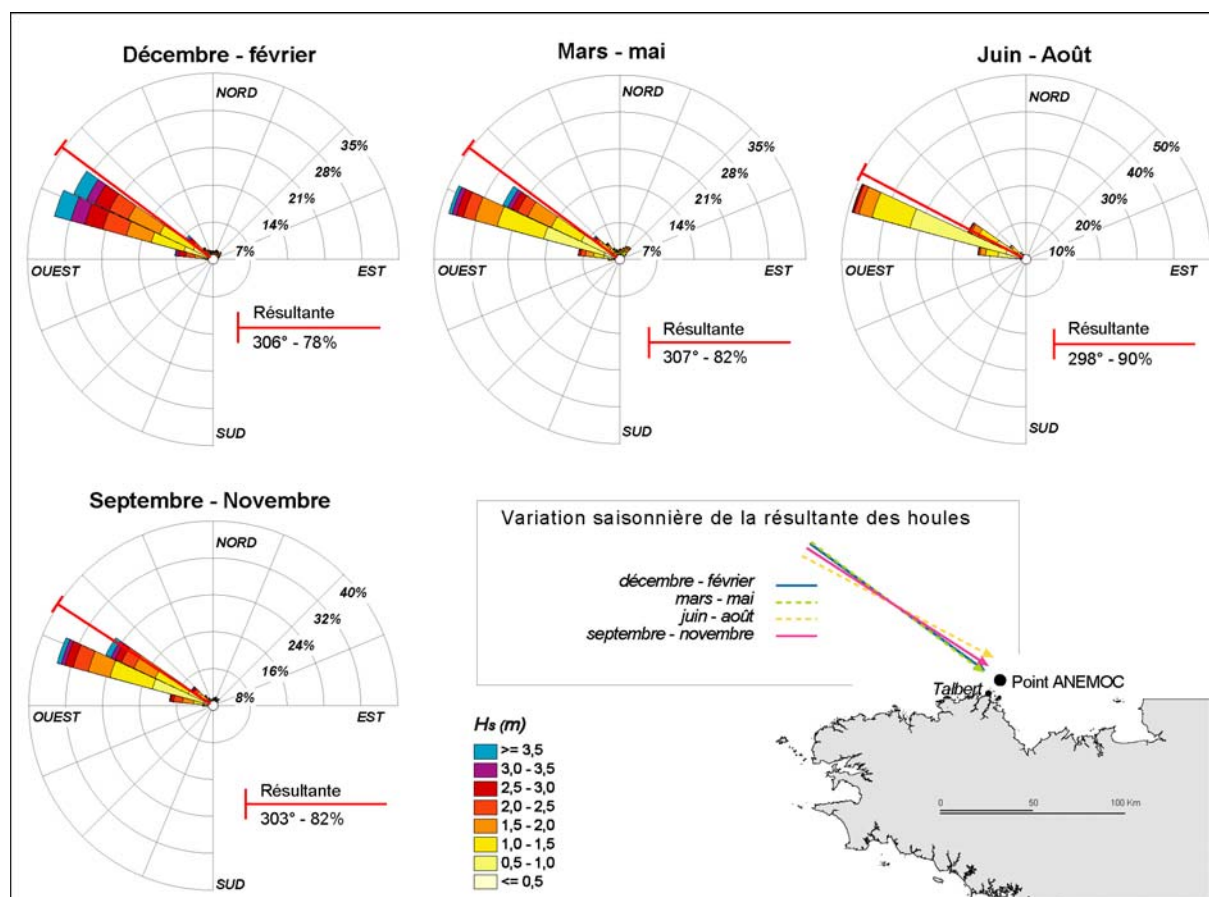


Figure 72 : Saisonnalité des conditions de houle, au large du Sillon de Talbert (période 1979-2002).

1-1-3- Caractéristiques des vagues en milieu abrité : la rade de Brest

Le littoral de la rade de Brest est soumis à l'action de deux systèmes de houles sensiblement différents : l'un correspond aux grandes houles de secteur ouest pénétrant par le goulet, l'autre est caractérisé par les vagues générées au sein même de la rade par les vents locaux.

1-1-3-1- Les secteurs de la rade soumis à l'action des houles atlantiques

La caractéristique essentielle de la rade de Brest est d'être presque complètement fermée du côté du large. L'entrée des grandes houles de secteur ouest se fait donc uniquement par le goulet de

Brest (figure 73) dont la largeur se réduit à 2 km entre la pointe du Porzic et la pointe des Espagnols. A ce niveau déjà, les phénomènes de réfraction sont importants, notamment le long des rives du goulet et au niveau de « l'accident médian » qui se traduit par une série de hauts fonds rocheux. La traversée des houles dans ce passage étroit se traduit par une convergence des orthogonales de houle.

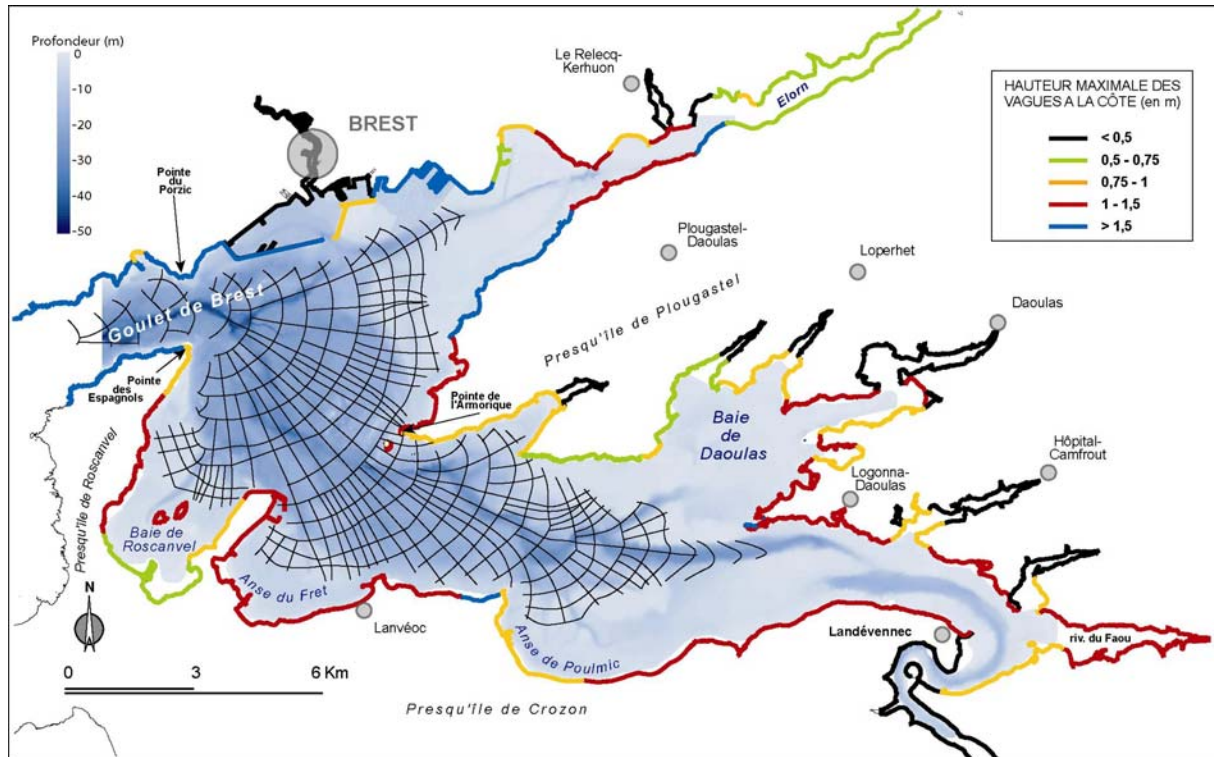


Figure 73 : Propagation de la houle océanique en rade de Brest et hauteur des vagues à la côte établies par le SAUM (1977).

Les houles sont ensuite très fortement diffractées lors de leur entrée en rade (figure 73). L'augmentation brutale de la surface mouillée dès le passage de la pointe des Espagnols entraîne une divergence des orthogonales de houle en un faisceau étalé sur tout le centre de la rade (Fichaut, 1984).

Le relèvement progressif du fond à mesure que les houles s'approchent du rivage est responsable d'une dissipation de leur énergie. A la périphérie de la rade, dans l'axe des vallées sous-marines de l'Aulne et de l'Elorn, on observe une divergence des orthogonales de houles (figure 73). Ce phénomène est également visible dans la baie de Roscanvel et la baie de Daoulas où les crêtes des vagues tendent à devenir parallèles aux isobathes. Une convergence des orthogonales de houle s'opère toutefois localement, sur les hauts fonds bordiers ou près de certaines crêtes sous-marines (banc du Corbeau, Pointe de l'Armorique).

La concentration de l'énergie ne se limite donc qu'à quelques points précis de la rade. Seule, la partie septentrionale est soumise à l'influence de la houle océanique, ainsi que la côte nord-ouest de la Presqu'île de Plougastel, jusqu'à Porz Ilien (Guilcher *et al.*, 1957). Dans ces secteurs, la hauteur des vagues est maximale et les creux dépassent parfois 2 m. Ailleurs, le rivage n'est battu que par des vagues de vent formées en rade.

1-1-3-2- Les vagues de vent

Une grande partie du littoral de la rade de Brest est abritée des houles océaniques mais reste soumise à un clapot haché, généré par les vents locaux à l'intérieur de la rade. Le terme de clapot est employé ici pour désigner des vagues de période inférieure à 6 secondes. En effet, ces vagues présentent une faible longueur d'onde et une forte cambrure. Comme le rappellent Guilcher *et al.* (1957), elles sont typiques d'un lac de dimensions moyennes. Ces caractéristiques tiennent essentiellement à la faible étendue du fetch, atteignant au maximum 25 km, de la presqu'île de Roscanvel à l'embouchure de la rivière du Faou.

Dans la plupart des points de la côte, le fetch est toutefois très inférieur à ce chiffre. Par conséquent, la majeure partie des rivages de la rade est battue par des vagues dont la hauteur dépasse rarement le mètre, quelles que soient la force et la direction du vent. En témoignent les deux graphiques de la figure 74, dressés à partir des formules de Donelan (1992) sur lesquelles nous reviendrons et qui permettent de déterminer la hauteur des vagues en fonction des conditions de vent.

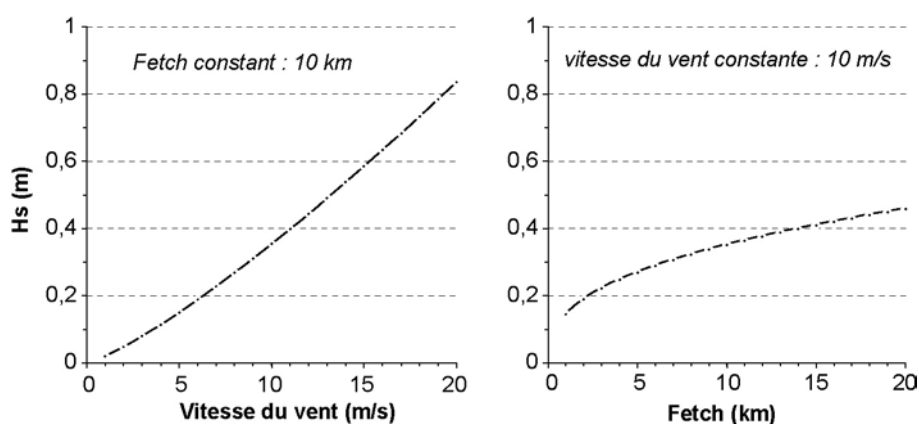


Figure 74 : Relation entre la force du vent, la longueur du fetch et la hauteur des vagues (d'après les formules de Donelan, 1992).

Néanmoins, les études menées par Fichaut (1984) ont montré que ces vagues étaient suffisantes pour influencer la sédimentologie des hauts fonds bordiers, même dans les secteurs très protégés comme la baie de Roscanvel, par exemple. Sur le littoral, un tel clapot est également susceptible d'occasionner des remaniements sédimentaires importants (Bonfille et Pernecker, 1966 ; *in* Auffret, 1983). En raison de leur faible longueur d'onde, les vagues de vent sont moins affectées que les houles océaniques par les phénomènes de réfraction. Elles peuvent donc aborder le rivage avec une très forte obliquité, favorisant alors le transit longitudinal de matériel sédimentaire (Nordstrom, 1989 ; Jackson *et al.*, 2002 ; Goodfellow et Stephenson, 2005). La diffraction autour des pointes est également réduite et contribue à renforcer la position d'abri de certains sites. A ces conditions hydrodynamiques particulières s'ajoute le caractère particulièrement découpé du trait de côte en rade de Brest qui aboutit à la juxtaposition, sur de courtes distances, de secteurs tour à tour exposés et abrités des vagues.

1-1-3-3- Caractéristiques des vents en rade de Brest

Les conditions anémométriques en rade de Brest ont été étudiées précédemment par Guilcher *et al.* (1957), Berthois et Auffret (1968), SAUM (1977), Morel (1993). Les résultats de ces travaux sont en accord avec l'examen des enregistrements météorologiques effectués à la station Lanvéoc-Poulmic par Météo-France sur la période 1955-2006 (figure 75).

• Force et direction des vents

Ces enregistrements montrent une prédominance des vents annuels de secteur ouest (de sud-ouest à nord-ouest) (figure 75). Les rives orientales de la rade de Brest sont donc les plus souvent battues par les vagues générées sur le plan d'eau. Les vents de nord-est sont également fréquents, notamment entre les mois d'avril et juin.

En terme de force, les vents de vitesses inférieures à 8 m/s sont les plus fréquents (figure 75), mais ne génèrent qu'un faible clapot sur la plupart des points de la côte. La hauteur des vagues n'est pas suffisante pour mettre en mouvement les sédiments grossiers le long des flèches de galets. De même, l'amplitude du *wave setup* et du *swash runup* reste faible et ne favorise pas la submersion des cordons par les vagues. Ces vents caractérisent l'hydrodynamisme général de la rade de Brest qui apparaît comme un milieu de faible énergie.

Les vents supérieurs à 8 m/s, moins fréquents (figure 75), sont en revanche les plus morphogènes. Ils sont principalement de direction sud-ouest et caractérisent la période hivernale, entre les mois de novembre et février (figure 75). Ces vents forts sont le plus souvent associés au passage de dépressions atmosphériques près des côtes traduisant un contexte tempétueux. Les vagues qu'ils engendrent peuvent former des bermes et des levées de tempêtes sur la crête des cordons de galets. C'est lors de ces événements que s'effectue l'essentiel du transport sédimentaire. Les galets les plus grossiers sont alors mis en mouvement. Cependant, de fortes vagues peuvent également déstabiliser l'édifice sédimentaire notamment lorsque leur attaque est portée au sommet du cordon de galets. Les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* sont plus importants et peuvent conduire à la submersion des cordons par les vagues.

• La résultante des vents : une données essentielle pour comprendre l'orientation des formes

Aux vues des remarques que nous venons d'énoncer, il est intéressant d'étudier la direction-résultante des vents forts en rade de Brest afin d'observer dans quel sens s'effectue préférentiellement la migration des galets le long du littoral.

De tels calculs ont été réalisés par Guilcher *et al.* (1957) pour les données anémométriques de la Pointe Saint-Mathieu et par Morel (1993) pour la station de Lanvéoc. L'hodogramme qui permet d'observer la direction-résultante des vents forts est réalisé à partir de la formule développée par Schou (1945, *in* Guilcher, 1954) qui multiplie la force des vents par leur fréquence, selon la formule :

$$Dr = Fv \times Fr$$

où Dr est la direction-résultante, Fv est la force des vents et Fr est la fréquence de ces vents. Guilcher *et al.* (1957) ont modifié cette formule en exposant la force du vent à la puissance 3. Cela n'enlève, semble-t-il, rien au résultat final.

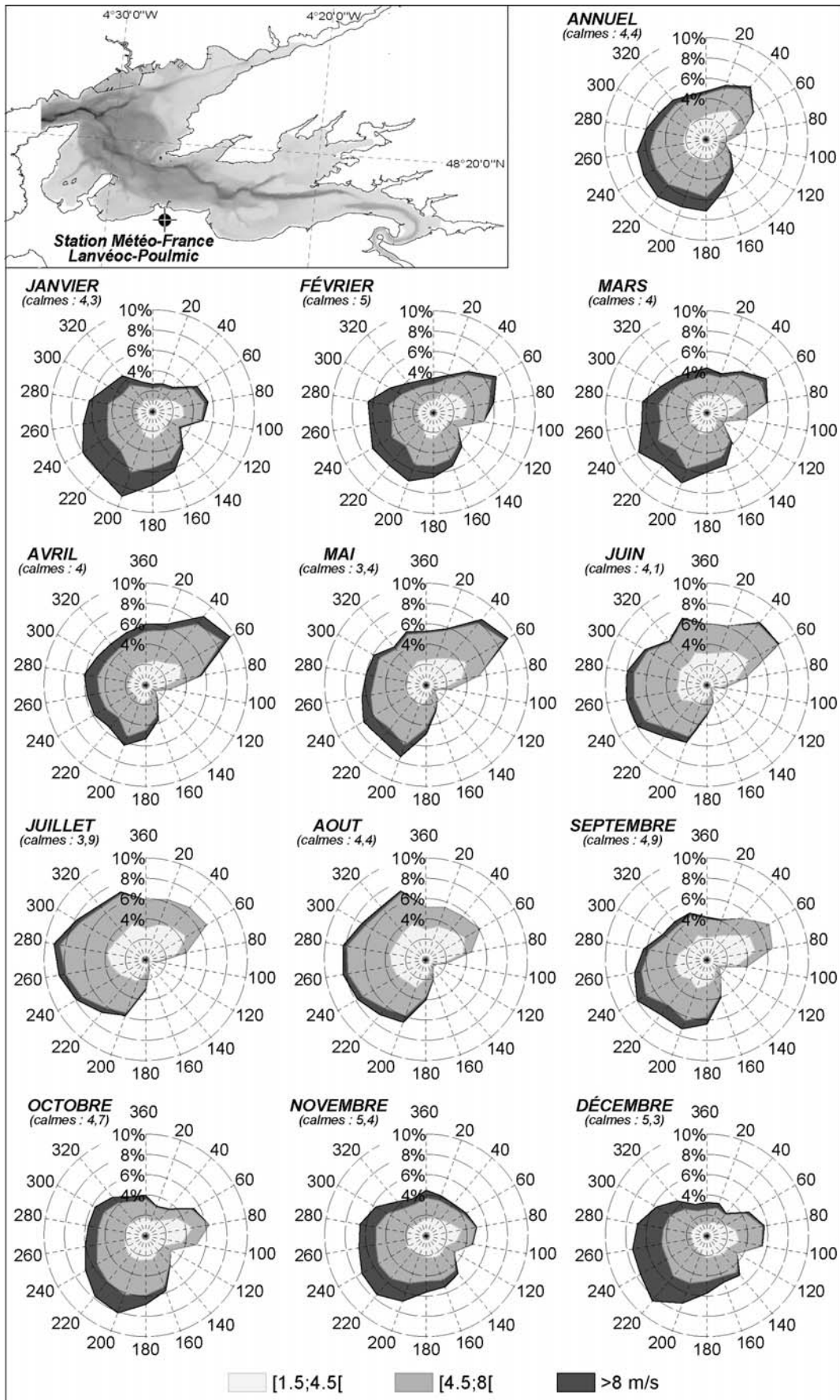


Figure 75 : Rose des vents annuels et mensuels à la station Météo-France de Lanvéoc-Poulmic (période 1955-2006).

Pour la pointe Saint-Mathieu, la résultante des vents forts (supérieurs à 4 Beauforts) est de direction ouest-sud-ouest/est-nord-est, tandis qu'elle est orientée nord-ouest/sud-est pour les vents supérieurs à 8 m/s sur Lanvéoc. Cette différence tient probablement aux particularités locales d'enregistrement des vents. Néanmoins, on peut synthétiser ces deux données et admettre une résultante orientée grossièrement d'ouest en est en rade de Brest. Ainsi, explique-t-on le sens général de la dérive littorale. Les accumulations de galets faisant front aux houles incidentes tendent donc à s'orienter nord-sud selon la loi de Schou, celles fuyant parallèlement aux forces sous l'action de la dérive littorale s'étirant d'ouest en est.

1-2- La marée : effets induits par les fluctuations du niveau d'eau à la côte

La marée participe uniquement de façon indirecte à la morphogénèse des flèches de galets. Sur les côtes macrotidales, le phénomène de marée entraîne des fluctuations significatives du niveau d'eau qui font varier de façon importante la ligne d'attaque des vagues sur les cordons. Ces fluctuations sont également génératrices de courants près des côtes qui peuvent, sous certaines conditions, atteindre une vitesse suffisante pour mobiliser les sédiments grossiers. En outre, les surcotes participent à la génération de hauts niveaux d'eau à la côte et peuvent contribuer à l'érosion des cordons littoraux en faisant porter l'action des vagues à un haut niveau sur l'estran.

1-2-1- Le marnage en Bretagne

Les rivages de Bretagne se situent dans un contexte macro-tidal, tel que l'a défini Davies (1964). La marée est de type semi-diurne, s'effectuant sur un cycle de 12 heures 25 minutes en moyenne (SAUM, 1977). Le marnage, ou distance verticale séparant le niveau des basses mers du niveau des hautes mers, varie fortement le long de la côte (figure 76).

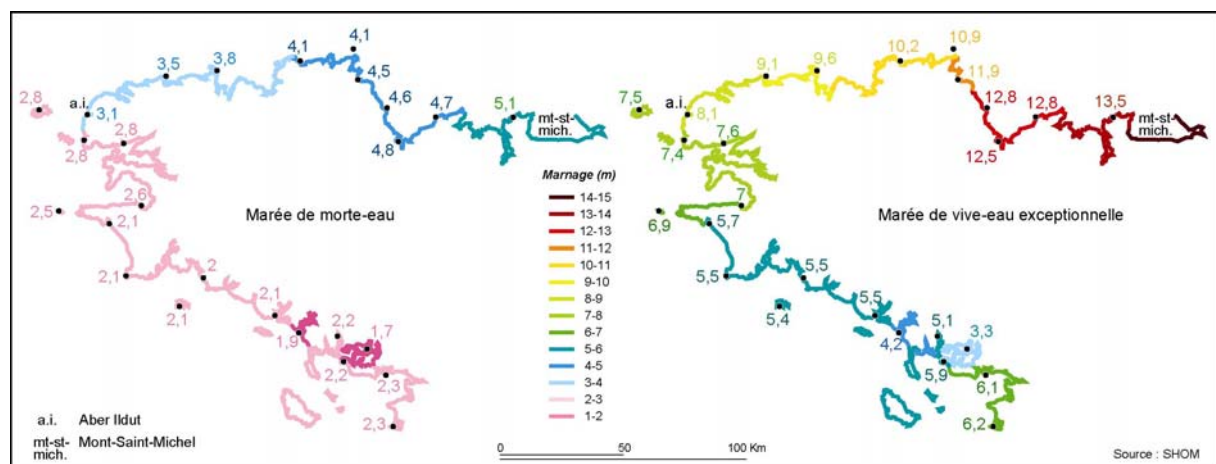


Figure 76 : Amplitude du marnage en Bretagne (d'après les données du SHOM).

Sur la façade septentrionale de Bretagne, le marnage augmente progressivement vers l'est en raison d'une amplification de l'onde marée lors de sa propagation en Manche. Ce phénomène est lié à la bathymétrie et à la géométrie du bassin, plutôt qu'à l'attraction directe des astres sur la masse d'eau. Ainsi, lors des pleines mers de vive-eau, il atteint à peine 8,1 m à l'Aber Ildut, tandis qu'il dépasse 14 m en baie du Mont-Saint-Michel. A mi-distance entre ces deux secteurs côtiers, les

flèches du Linkin et du Sillon de Talbert sont soumises à un marnage maximum compris grossièrement entre 10 m et 11 m.

En rade de Brest, le marnage passe de 2,8 m lors des marées de morte-eau à 7,6 m lors des plus grandes marées d'équinoxe (coefficient de 120).

Enfin, le marnage varie peu le long du littoral méridional de Bretagne où, lors des marées de vive-eau, il est compris entre 5 m et 6 m sur la quasi-totalité du rivage, tandis qu'il ne dépasse pas 2,5 m lors des marées de morte-eau.

1-2-2- L'action des courants de marée

En raison de son amplitude, la marée est responsable du mouvement d'importantes masses d'eau près des côtes générant des courants de flot et de jusant dont la vitesse peut être renforcée localement selon la configuration du rivage. Il est rare toutefois que les courants de marée atteignent une vitesse suffisante pour mobiliser les sédiments grossiers sur l'estran. Trois types de configuration particulière, favorables à un accroissement de la célérité du flot et du jusant à proximité des flèches de galets et à une mise en mouvement éventuelle des sédiments, peuvent néanmoins être reconnus.

Il arrive que les flèches barrent une anse ou isolent un marais maritime qui se remplit et se vide à chaque cycle de marée. Dans ce cas, de puissants courants sont souvent générés au sein d'une passe plus ou moins étroite, à travers laquelle s'effectuent des transferts sédimentaires sur l'estran. Nous verrons ultérieurement que ce type de configuration se retrouve sur un certain nombre de sites en rade de Brest. A ce jour, aucune mesure courantométrique n'a été réalisée dans ces secteurs. Toutefois, il est fréquent d'observer de petits deltas de flot et/ou de jusant édifiés de part et d'autre des passes empruntées par les courants de marée. Ces petits deltas sont constitués de galets prélevés aux flèches et démontrent la capacité de transfert sédimentaire dont disposent ces courants dès lors qu'ils sont canalisés (figure 77).

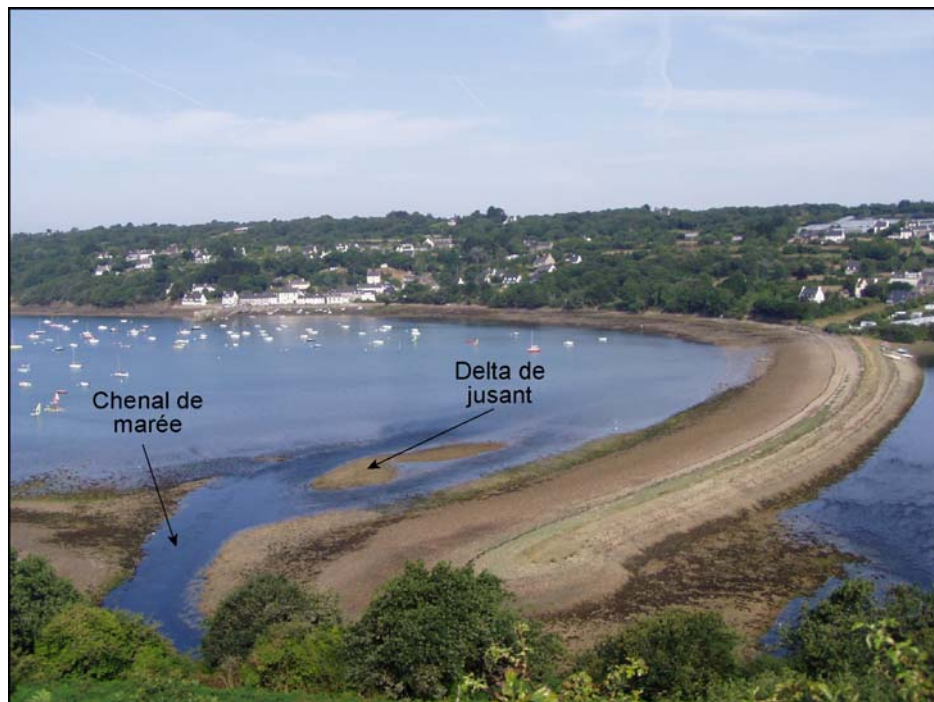


Figure 77 : La flèche de l'Auberlac'h et son delta de jusant édifié au débouché du chenal de marée (cliché : P. Stéphane, juillet 2006).

Il arrive également que la topographie de l'estran favorise une concentration des courants sur l'avant-côte, à proximité des flèches. Des déplacements de matériels grossiers sont alors possibles. Sur le Sillon de Talbert, Kerambrun (1984) a recueilli, auprès d'un marin-pêcheur de Pleubian, des éléments permettant d'apprécier la courantologie à proximité du cordon, avec un détail que n'offrent pas les cartes réalisées par le SHOM. Nous avons replacé les courants de marée tracés par Kerambrun sur un modèle numérique Lidar réalisé par l'Ifremer en 2002 sur l'estran du Sillon de Talbert (figure 78). Ces résultats soulignent la présence d'un fort courant alternatif situé à l'ouest du Sillon exploitant une dépression de l'estran appelée le Goas ster, passant derrière l'écueil rocheux de Min Buas et rejoignant la pointe du Sillon, où se situe une zone déprimée (Toul stain) séparant la flèche de l'archipel d'Ollone.

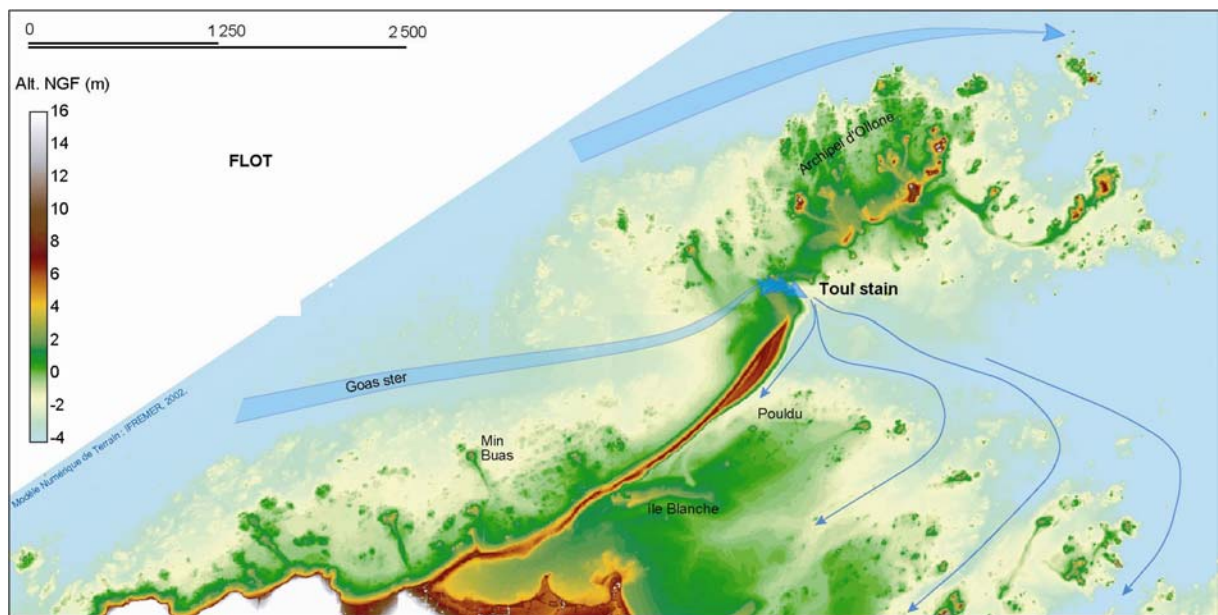


Figure 78 : Tracé des courants de flot aux alentours du Sillon de Talbert (modifié de Kerambrun, 1984).

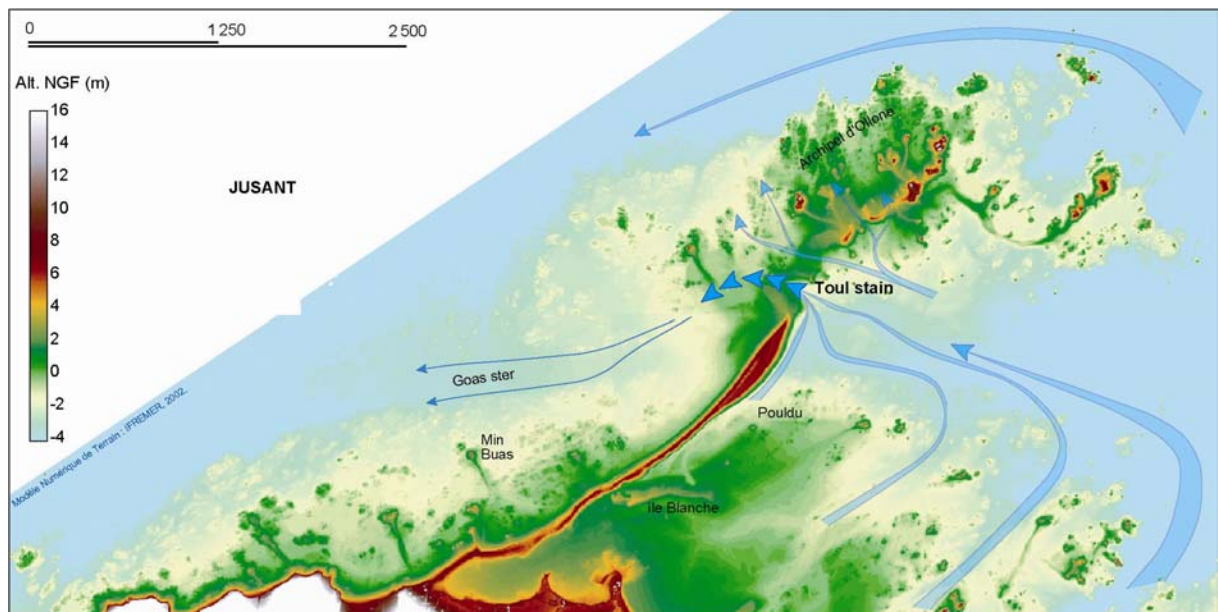


Figure 79 : Tracé des courants de jusant aux alentours du Sillon de Talbert (modifié de Kerambrun, 1984).

Le flot en provenance de Min Buas contourne la flèche et se divise en plusieurs branches, en un éventail qui recouvre l'ensemble de l'estran situé en arrière de la flèche (figure 78). Le jusant adopte une trajectoire similaire aux courants de flot, mais semble nettement plus puissant que ce dernier (figure 79). Il débute environ une heure et demie avant la pleine mer. A ce moment, les courants en provenance du sud se dirigent dans un premier temps vers le nord-ouest, à travers un réseau de larges chenaux qui parcourent l'archipel d'Ollone. A mesure qu'ils s'intensifient, les courants de jusant sont canalisés dans le Goaster, après avoir traversé Toulstain. Si, dans la mise en place du Sillon de Talbert, ces courants de marée n'ont probablement joué aucun rôle direct, ils contribuent toutefois au façonnement actuel de la flèche et sont responsables de la forme incurvée du glais terminal du Sillon dont la convexité vers l'ouest s'explique par la prédominance du jusant sur le flot à un endroit où l'intensité des courants est considérablement renforcée (figure 80).



Figure 80 : Partie distale du Sillon de Talbert (source : Conservatoire du Littoral, cliché datant des années 1970).

Enfin, la flèche de Dibenn montre un troisième type de configuration favorable au transport de matériel grossier par les courants de marée. Elle se situe au débouché d'une vaste ria (ria de Pénerf), constituée de nombreux diverticules, qui couvre une superficie d'environ 15 km² (figure 81). Lors des plus basses mers de vive-eau, elle s'assèche presque complètement et laisse alors découvrir de vastes zones de slikke. Seul, le chenal principal, appelé rivière de Pénerf, est constamment en eau et draine l'ensemble de la ria. Dans ce secteur, le marnage peut atteindre 6,1 m. Par conséquent, en période de vive-eau, le volume oscillant qui entre et sort de la ria est considérable, générant de puissants courants dans le chenal de marée. Actuellement, la pointe de la flèche de Dibenn borde immédiatement ce chenal qui, comme nous le verrons dans la seconde partie de notre travail, contraint désormais le cordon dans son allongement, à travers un effet de chasse créé par le jusant. Dans ce secteur, les courants de marée contribuent donc activement au façonnement de la flèche.

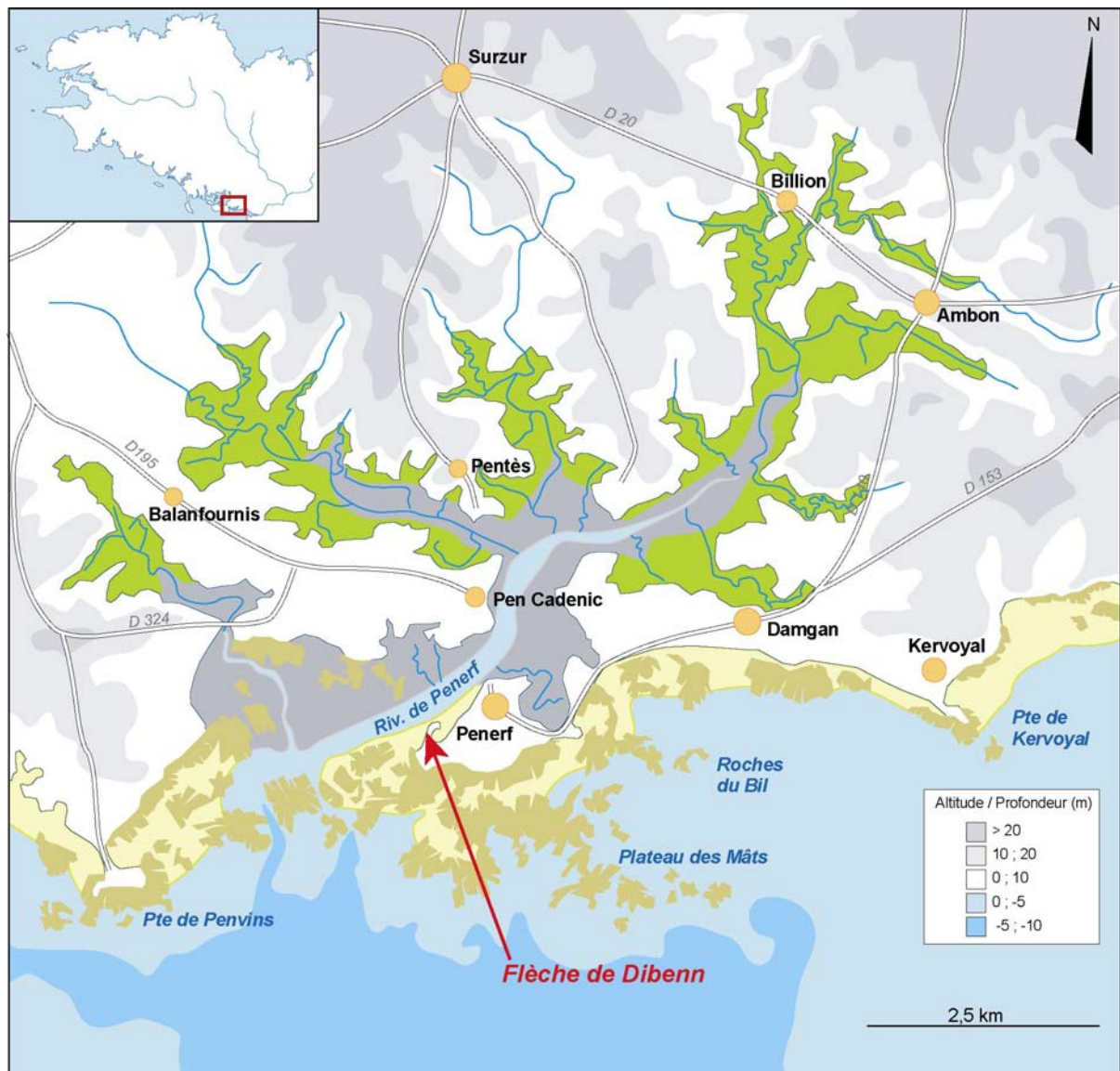


Figure 81 : Localisation de la flèche de Dibenn au débouché de la ria de Pénérif.

1-2-3- Les surcotes

De même que les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup*, les surcotes contribuent à la génération de niveaux d'eau extrêmes à la côte et, de ce fait, à la submersion des flèches de galets par les vagues (figure 67). La surcote peut être définie comme une élévation temporaire et anormale du niveau de la mer. Elle est également appelée marée météorologique et se traduit par une différence de niveau entre la marée observée par les marégraphes et la marée astronomique.

En Bretagne, le phénomène de surcote est le plus souvent associé aux passages des perturbations atlantiques près des côtes et s'expliquent par deux phénomènes (Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Pirazzoli, 2000 ; Betts *et al.*, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2004 ; Caspar *et al.*, 2007) : a) une diminution de la pression barométrique (par définition <1015 hpa) et, b) l'intervention de vents de mer violents poussant la masse océanique à la côte.

Les surcotes déterminées à partir des différents marégraphes de Bretagne ont fait l'objet d'un grand nombre d'études (Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Bouligand et Tabeaud, 2000 ; Pirazzoli, 2000 ; Pirazzoli *et al.*, 2004) sur lesquelles nous reviendrons par la suite. Contentons-nous pour le moment d'indiquer que seules, les surcotes coïncidant avec une pleine mer de vive-eau sont susceptibles de générer un haut niveau d'eau à la côte, favorable au recul des flèches de galets par *overwash*. Ainsi, en s'appuyant sur l'étude statistique de la marée astronomique et des surcotes, le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) propose une estimation des niveaux extrêmes pour différentes périodes de retour (Simon, 1994). Ces niveaux présentent une très grande variabilité spatiale le long du littoral de Bretagne (annexe 1), en grande partie liée aux différences importantes dans l'amplitude du marnage.

La figure 82 permet de comparer les plus niveaux d'eau atteints par la marée astronomique avec les niveaux extrêmes définis par le SHOM à proximité de nos secteurs d'étude. Les écarts dépassent localement 80 cm entre les plus hautes mers de vive-eau et les niveaux d'occurrence centennale.

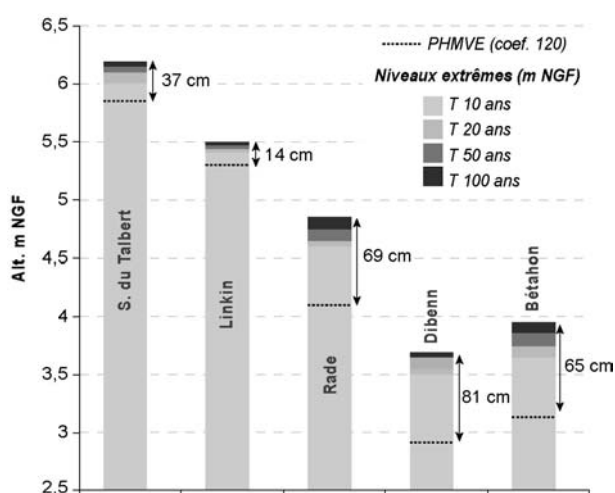


Figure 82 : Niveaux extrêmes pour différentes périodes de retour (T) et niveau des plus hautes mers théorique de coefficient 120 (PHMVE) au voisinage de nos secteurs d'étude.

Ces résultats témoignent de l'importance des phénomènes de surcotes dans la génération des hauts niveaux d'eau à la côte et permettent d'insister sur la nécessité d'en tenir compte lorsque nous tenterons, dans la deuxième partie de ce travail, de déterminer les principaux épisodes morphogènes ayant affectés les flèches de galets au cours des dernières décennies.

1-3- Conclusion partielle

Deux agents météo-marins participent à la morphogenèse des flèches de galets : la houle et le vent. La houle contrôle les transits sédimentaires le long des cordons. Ce transport s'effectue sous l'effet du jet de rive et de la nappe de retrait et contribue à l'allongement des flèches dans le sens de la dérive. Par ailleurs, les transferts sédimentaires peuvent également s'effectuer de manière transversale, à travers les processus d'*overtopping* et d'*overwash* dont la succession dans le temps entraîne le recul des accumulations littorales par *rollover*.

Dans l'ensemble, la Bretagne est soumise à un régime de houle du large provenant de l'ouest et connaissant un renforcement notable durant la période hivernale. En raison des phénomènes de réfraction et de diffraction très variables selon la configuration de l'avant-côte, ces houles présentent des caractéristiques très différentes à proximité des flèches de galets. Hormis le Sillon de Talbert, toutes les flèches de Bretagne bénéficient de bonnes conditions d'abri. Sur la façade méridionale de Bretagne, les flèches de Dibenn et de Bétahon sont protégées des houles océaniques par une série de hauts-fonds et d'îlots qui réduisent considérablement l'énergie des vagues à la côte. La flèche du Linkin, au nord de la Bretagne, est également protégée des houles d'ouest par une pointe rocheuse située à proximité. Enfin, la rade de Brest présente une configuration quasi-fermée du côté du large et l'action des grandes houles atlantiques se limite à la partie nord de la rade. Ailleurs, les vagues sont générées par les vents locaux dont les faibles longueurs de fetch ne permettent pas de produire des vagues d'une hauteur supérieure au mètre, quelles que soient les conditions de vent. Néanmoins, nous verrons dans le point suivant que ces conditions hydrodynamiques faibles à modérées sont suffisantes pour mettre en mouvement la plupart des formes d'accumulation étudiées. Par ailleurs, aux effets de la houle s'ajoutent ceux de la marée qui, sur les côtes macro-tidales de Bretagne, peuvent se traduire par la génération de courants de flot et de jusant suffisamment puissants pour façonner localement les flèches de galets. Le phénomène de surcote, sur lequel nous reviendrons dans le second chapitre de cette partie, participe également à la génération de hauts niveaux d'eau à la côte et peut contribuer à la submersion des cordons par les vagues.

2- Évolution à moyen terme du bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne

Ce point vise à présenter l'évolution du bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne à l'échelle pluri centennale à pluri décennale, à partir de l'observation des cartes anciennes et du traitement numérique de documents cartographiques et photographiques.

Dans un premier temps, nous détaillerons les étapes de la méthodologie mise en place pour retracer ces évolutions. Dans un deuxième temps, nous présenterons la mobilité des flèches de galets de Bretagne au cours des derniers siècles. Cette mobilité a été retracée en privilégiant d'une part une approche descriptive, basée sur le simple examen des plus anciennes cartes disponibles qui nous permettent, dans certains cas, de remonter jusqu'à la fin du XVII^e siècle. D'autre part, une approche quantitative a été menée à partir de documents cartographiques plus précis permettant de mesurer le recul ou l'avancée des formes d'accumulation au cours des deux derniers siècles. Dans un troisième temps, les variations du bilan sédimentaire des flèches de galets au cours des soixante dernières années seront analysées avec une résolution temporelle plus fine grâce à l'utilisation des photographies aériennes.

2-1- Méthodologie et traitement des données

La méthodologie employée pour réaliser cette étude est basée sur la compilation de trois types de données : des cartes anciennes, dont les plus anciennes datent de la seconde moitié du XVII^e siècle, une série de photographies aériennes prises entre 1930 et 2004, des levés de terrains effectués entre 2004 et 2008 au DGPS (figure 83).

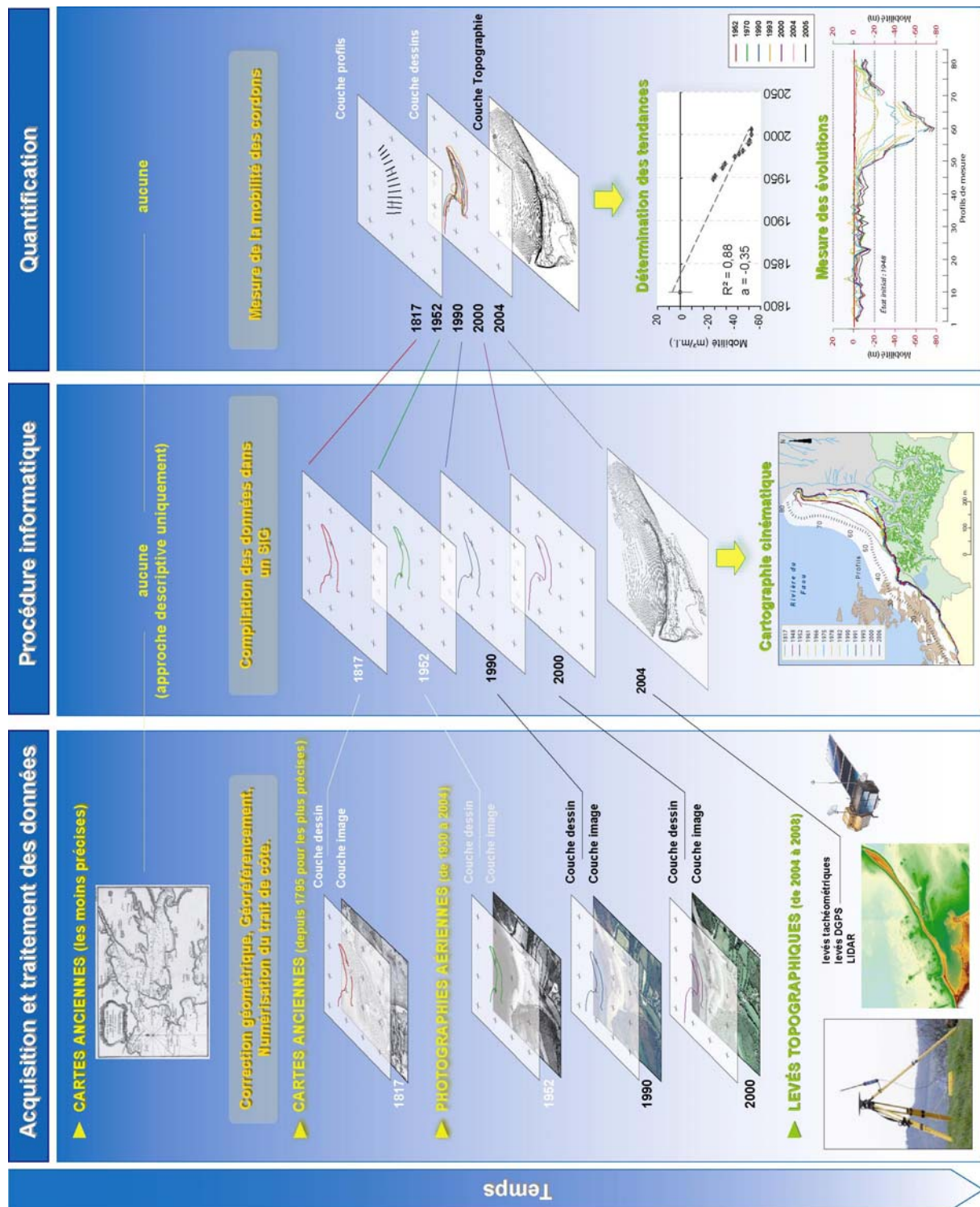


Figure 83 : Synthèse des méthodes utilisées pour mesurer la mobilité récente des flèches de galets de Bretagne.

L'analyse des cartes anciennes permet d'apprécier l'évolution du rivage au cours des 350 dernières années. Cependant, quantifier la mobilité des flèches de galets à partir de ces documents reste une tâche difficile en raison de leur imprécision. Les problèmes liés à l'utilisation des cartes anciennes ont été discutés par un grand nombre d'auteurs (Carr, 1980, 1962 ; De Boer et Carr, 1969 ; Anders et Byrnes, 1991). Jusqu'en 1750, la plupart des cartes sont inexactes et l'esthétisme prime sur la précision cartographique. Elles sont réalisées dans un but militaire et beaucoup de ces cartes sont

de simples reproductions de documents cartographiques plus anciens. Il est recommandé de les utiliser dans un but descriptif car ils ne peuvent servir au mieux qu'à démontrer la présence de certaines formes littorales. Thieler et Danforth (1994) discutent des techniques pour réduire et quantifier les erreurs possibles des cartes anciennes et constatent que, quels que soient les traitements réalisés pour réduire la part d'incertitude, leur utilisation implique une marge d'erreur considérable. L'échelle à laquelle elles sont réalisées est souvent trop petite et implique une généralisation cartographique et des simplifications dans le tracé de la ligne de rivage. Très souvent, les formes d'accumulation de taille modeste ne sont pas représentées. Au mieux est-il possible d'analyser, de façon descriptive, les grandes modifications morphologiques enregistrées par les flèches les plus massives de Bretagne (Sillon de Talbert, Auberlac'h, sillon des Anglais, flèche de Bétahon).

Ce type d'approche uniquement qualitative est fréquemment employée, que ce soit en géomorphologie littorale (Fox *et al.*, 1995 ; Cohen, 1997 ; Bousquet-Bressolier et Bonnot-Courtois, 1998 ; Kelley *et al.*, 2005), ou fluviale (Miramont et Guilbert, 1997 ; Miramont *et al.*, 1998 ; Hillier *et al.*, 2007). Toutefois, quelques cartes réalisées sur le littoral de Bretagne à la fin du XVIII^e et au début du XIX^e siècle sont suffisamment précises pour nous permettre de déterminer la position approximative des flèches littorales à cette époque en se fondant sur le traitement numérique d'images (annexe 5).

La mobilité des flèches de galets a également été retracée à partir du traitement numérique de plus de 150 photographies aériennes prises par le service géographique de l'Armée et par l'IGN entre 1930 et 2004. Ce travail a consisté en une suite de procédures informatiques classiquement utilisées en géomorphologie (numérisation des clichés aériens, correction géométrique des images, géoréférencement, digitalisation du trait de côte) et dont nous préciserons néanmoins les principaux aspects. L'ensemble des données a été intégré au sein d'un S.I.G (Système d'Information Géographique) permettant la mesure précise des évolutions littorales.

Enfin, la position actuelle des flèches de galets a été déterminée à partir de levés topographiques effectués à l'aide d'un DGPS entre 2004 et 2008, dont une partie, portant sur le Sillon de Talbert, provient du bureau d'étude MD Consultant. Une campagne de levés topographiques LIDAR (*Laser detection and ranging*) réalisée à la demande de l'IFREMER en 2002 a également été utilisée pour ce site.

2-1-1- Présentation des cartes anciennes

Les cartes anciennes ont été utilisées afin de répondre à deux objectifs. Le premier vise simplement à reconnaître les grandes modifications morphologiques ayant affecté certaines flèches de galets. Le second objectif est de quantifier la mobilité des formes littorales par le traitement numérique d'image.

2-1-1-1- Les cartes utilisées dans une approche descriptive

Les cartes utilisées dans le cadre d'une approche descriptive sont disponibles à la Bibliothèque Nationale de France. Il s'agit, d'une part, des cartes dressées sous la direction de Jacques Nicolas Bellin et publiées en 1764, dont l'échelle varie du 1/30 000 au 1/110 000. Les cartes de Bellin sont relativement exactes dans leurs contours et leurs proportions et sont construites selon la méthode ancienne des portulans en usage chez les navigateurs. Il est probable que l'auteur a utilisé des cartes plus anciennes de navigation comme canevas. Ces cartes livrent cependant peu d'information

concernant les formes d'accumulation littorales. Estrans vaseux, sableux ou caillouteux ne sont pas distingués. Seuls les cordons les plus remarquables sont visibles : Sillon de Talbert, de l'Auberlac'h. Les cartes de César François Cassini de Thury, appelées Cartes de l'Académie, constituent la deuxième série de cartes utilisées dans cette approche qualitative. Les levés réalisés pour l'élaboration des cartes débutent en 1747 et s'achèvent en 1789 (Béguin et Pumain, 2000). Ces cartes, réalisées à l'échelle 1/86 400, couvrent avec précision les zones terrestres et littorales. Elles sont basées sur les principes de la triangulation mis au point par Jean Picard, dont les mesures seront réalisées en France par le père et le grand-père de Cassini de Thury. La publication des Cartes de l'Académie s'échelonne sur plus de soixante ans, entre 1751 et 1815 en raison de l'ampleur de la tâche (Lefort, 2004).

2-1-1-2- Les cartes utilisées dans une approche quantitative

La méthodologie relative au traitement numérique des cartes utilisées dans le cadre d'une approche quantitative sera développée par la suite. Nous nous attacherons uniquement ici à préciser la nature des documents cartographiques disponibles pour la Bretagne permettant d'envisager une analyse quantitative.

• Les documents disponibles

En Bretagne, il existe deux séries de cartes couvrant le littoral avec un haut degré de précision. La première est la carte des ingénieurs géographes, levée entre 1771 et 1785 au 1/14 400 et publiée en 1795. La cartographie des côtes de Bretagne s'intègre à l'époque dans la grande opération de reconnaissance du territoire en France menée à la fin du règne de Louis XV. Les levés des ingénieurs géographes sont censés s'intégrer aux travaux de la carte de Cassini, tout en apportant le plus grand nombre de détails pouvant faciliter les opérations militaires sur la frange littorale. De cette série de cartes dont Bousquet-Bressolier et Bonnot-Courtois (1998) rappellent le grand intérêt pour la reconstitution historique de l'évolution littorale, nous avons utilisé uniquement celle qui couvre la flèche du Linkin, une copie papier étant conservée dans le fonds documentaire légué par J.-P. Pinot au laboratoire Géomer.

La seconde série de cartes levées avec précision et disponibles pour les côtes de Bretagne est celle réalisée sous la direction de l'ingénieur hydrographe Beautemps-Beaupré (1766-1854), datant de la première moitié du XIX^e siècle. Ces cartes sont considérées comme les premières cartes hydrographiques modernes. Le 25 février 1815, Beautemps-Beaupré est chargé de « *commencer la reconnaissance hydrographique de toutes les parties des côtes de France* ». Cette tâche importante, qui ne s'achèvera qu'en 1838, repose sur une méthode scientifique dont Beautemps-Beaupré développe les principes dans un ouvrage qui restera l'ouvrage de référence des hydrographes du monde entier jusqu'à la fin du XIX^e siècle : *l'Exposé des travaux relatifs à la reconnaissance hydrographique des côtes occidentales de la France*. Les mesures du trait de côte sont effectuées par triangulation en utilisant un théodolite couplé avec un cercle hydrographique. Le positionnement est réalisé à partir de repères fixes sur le terrain correspondant à des balises le plus souvent installées sur des terrains agricoles.

En rade de Brest, les levés débutent dès 1816-1817. Ils sont effectués en 1820 dans l'estuaire de Pénerf et l'anse de Bétahon, et il faut attendre 1830-31 pour que, à leur tour, le Sillon du Linkin et celui du Talbert soient également levés. Par ailleurs, ces deux derniers secteurs font l'objet de levés plus précis entre 1836 et 1837, probablement en raison de la complexité des formes du relief littoral et

de l'intérêt que représente une carte plus détaillée pour la navigation. La première édition de la *Carte particulière des côtes de France* paraît en 1836. A cette époque, le dépôt de la Marine contrôle toutes les phases de l'élaboration des cartes Beautemps-Beaupré. Pour cette raison, les documents originaux se trouvent toujours actuellement aux archives du Service hydrographique de la Marine, à Brest.

- Les documents utilisés

Dans le cadre de notre étude, le SHOM a mis à notre disposition trois séries de documents :

- les minutes et brouillons, dressés en couleur à l'échelle du 1/14 000 couvrant l'ensemble de la rade de Brest, l'anse de Bétahon et l'entrée de l'estuaire de Pénerf ;
- les plans particuliers mis au net à l'échelle du 1/20 000 en noir et blanc uniquement disponibles pour la rade de Perros-Guirec, le secteur du Sillon de Talbert et l'anse de Bétahon ;
- les cartes mises au net, présentées en noir et blanc à l'échelle du 1/45 000 et constituées par l'assemblage d'une vingtaine de minutes.

Tous ces documents offrent le détail de la frange côtière sur une profondeur de 500 m à 1 000 m à l'intérieur des terres. Le paysage et l'utilisation du sol sont suggérés par une représentation conventionnelle qui reproduit fidèlement l'illusion du terrain, le relief apparaissant grâce à un estompage de très fines hachures. Les points remarquables situés dans les terres, pouvant servir d'amers à la navigation (moulins, clochers...), sont également représentés et s'avèrent particulièrement précieux pour le géoréférencement des cartes.

Les minutes, dessinées en couleur sur papier entoilé au format 100 x 70 cm, sont d'une qualité exceptionnelle et fournissent un grand nombre de détails sur la morphologie des rivages. Le trait de côte est représenté par un tracé plus épais et correspond vraisemblablement à la limite des plus hautes mers. Les différences de couleurs permettent de distinguer très nettement sur l'estran le platier rocheux et sa couverture d'algues éventuelles, les formes d'accumulations sableuses ou graveleuses, les marais maritimes et les zones en eau ou végétalisées, ainsi que le tracé des chenaux principaux sur l'estran. Le détail de ces cartes permet également de distinguer les différentes unités morphologiques des cordons littoraux. Le front des cordons se distingue du revers par une teinte plus foncée de jaune qui permet d'identifier sans difficulté le sommet de l'accumulation. Là où ils se présentent, les deltas de flot et de jusant sont également figurés. Enfin, les aménagements anthropiques (digues, cales, murets) sont distingués par un tracé rouge. Par ailleurs, les plans dressés au 1/20 000 constituent également des documents cartographiques de grande qualité, suggérant la topographie générale des accumulations par un estompage et permettant de distinguer les grandes unités morphologiques de flèches de galets (pied, front, sommet, revers). Les cartes mises au net de Beautemps-Beaupré montrent, en revanche, un degré de précision nettement moins important. Elles ont été réalisées par assemblage des minutes et ont fait l'objet d'une importante généralisation des tracés liée au changement d'échelle. Sur ces cartes, les accumulations de modeste dimension ne sont pas représentées. Par conséquent, seuls les minutes couleurs et les plans ont fait l'objet d'un traitement numérique afin d'en extraire la position des flèches de galets.

Par la suite, les documents réalisés sous la direction de Beautemps-Beaupré ont été partiellement révisés par les ingénieurs Germain, qui effectuent un second levé bathymétrique de la rade de Brest en 1877, et Rollet de l'Isle à Pénerf en 1907-1908. La réactualisation régulière de ces cartes jusqu'à nos jours rend toutefois difficile une interprétation homogène de l'évolution car ces

révisions furent souvent locales et fragmentaires. Par conséquent, parmi les nombreuses cartes hydrographiques réalisées au cours du XX^e siècle, seules celles qui ont été dressées sous la direction de Rollet de l'Isle à Pénerf ont été choisies pour en extraire la position du trait de côte. L'observation d'importants changements entre le levé de Beautemps-Beaupré et celui de Rollet de l'Isle a motivé ce choix.

2-1-2- Le traitement numérique des photographies aériennes et des cartes anciennes

La cinématique de toutes les flèches de galets recensées en Bretagne a été retracée et quantifiée à partir de 184 photographies aériennes prises entre 1930 et 2004 (annexe 6). Pour ce faire, nous avons suivi une série d'étapes que nous détaillerons successivement dans ce point en insistant notamment sur les choix relatifs au traitement de l'information et les erreurs inhérentes aux différents traitements numériques.

2-1-2-1- L'approche cinématique

• Principes généraux

Selon Robin (2002a), trois critères déterminent la qualité de retranscription de la cinématique littorale. Le premier de ces critères tient à la définition de l'objet de la cinématique, à sa délimitation spatiale et à la détermination de ses limites par photo-identification. Ce travail se rapporte à l'acquisition de la ligne de référence. Le second critère porte sur la question de la résolution temporelle de l'approche cinématique. En fonction de la rapidité à laquelle s'opèrent les modifications de la forme littorale étudiée, il convient de déterminer le pas de temps adéquat séparant deux observations successives. Une très grande fréquence d'observations est nécessaire dans le cas d'une évolution rapide. Elle permettra une bonne retranscription des phénomènes en action (érosion ou accumulation). En revanche, lorsqu'il s'agit de formes sédimentaires moins mobiles, et les flèches de galets en rade de Brest en font partie, un pas de temps pluriannuel est suffisant. Enfin, le dernier critère tient compte de la résolution spatiale, c'est-à-dire du degré de précision désiré. La qualité des clichés utilisés fixe une limite à la résolution spatiale. Il est donc nécessaire de s'accommoder d'une certaine marge d'erreur qu'il nous faudra déterminer. Nous aborderons ici le choix de ces trois critères qui seront détaillés successivement.

• La ligne de référence

Dans cette étude, le choix d'une ligne de référence a été particulièrement difficile compte tenu de la diversité et de la complexité des environnements morphosédimentaires étudiés. En effet, là où le schorre et ses nombreuses ramifications viennent recouvrir des matériaux de nature et de granulométrie différente (vase, galets, graviers, béton), il est souvent difficile de distinguer avec précision l'ensemble des unités morphologiques constituant la flèche de galets. Il nous a donc fallu choisir, selon le cas, la ligne de référence représentant au mieux l'évolution du cordon littoral, tout en nous assurant qu'elle puisse être observée dans ses détails par photo-interprétation.

La littérature fait état de plusieurs lignes de référence susceptibles d'être utilisées pour retranscrire la mobilité du trait de côte (Boak et Turner, 2005). Certains auteurs se basent sur les laines de pleine mer (Crowel *et al.*, 1991 ; Dolan *et al.*, 1980 ; Douglas et Crowel, 2000), tandis que d'autres utilisent la ligne de rivage instantanée dès lors qu'ils travaillent dans un contexte microtidal, comme celui de la Méditerranée (Jiménez *et al.* 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2006). Sur les côtes macrotidales, l'importance du marnage ne permet pas d'utiliser ce référentiel. Dans ce cas, la ligne de végétation supratidale est parfois utilisée (Stéphan et Suanez,

2004 ; Thieler et Danforth, 1994) dès lors qu'il existe des massifs dunaires. L'identification d'une telle limite s'avère relativement aisée sur les photographies aériennes (Stephan et Suanez, 2005) puisque la différence de réflectance dans le domaine du visible entre les sédiments nus du cordon (à forte réflectance) et le couvert végétal (absorption moyenne) permet une bonne distinction de ces deux milieux sur des documents panchromatiques ou noir et blanc. La mobilité d'une telle ligne de référence doit toutefois être interprétée avec une certaine prudence car elle n'est pas nécessairement représentative des variations du bilan sédimentaire côtier (figure 84B). Des conditions météorologiques particulières durant la période printanière et estivale peuvent favoriser le développement d'espèces pionnières sur une large partie du haut de plage sans pour autant que celui-ci enregistre un engraissement significatif. Un recul du front de végétation peut également être le résultat de la dégradation du tapis végétal par le piétinement ou par l'apparition de formes d'érosion éolienne, sans lien avec le bilan sédimentaire côtier. Aussi, certains auteurs utilisent le pied de dune comme ligne de référence.

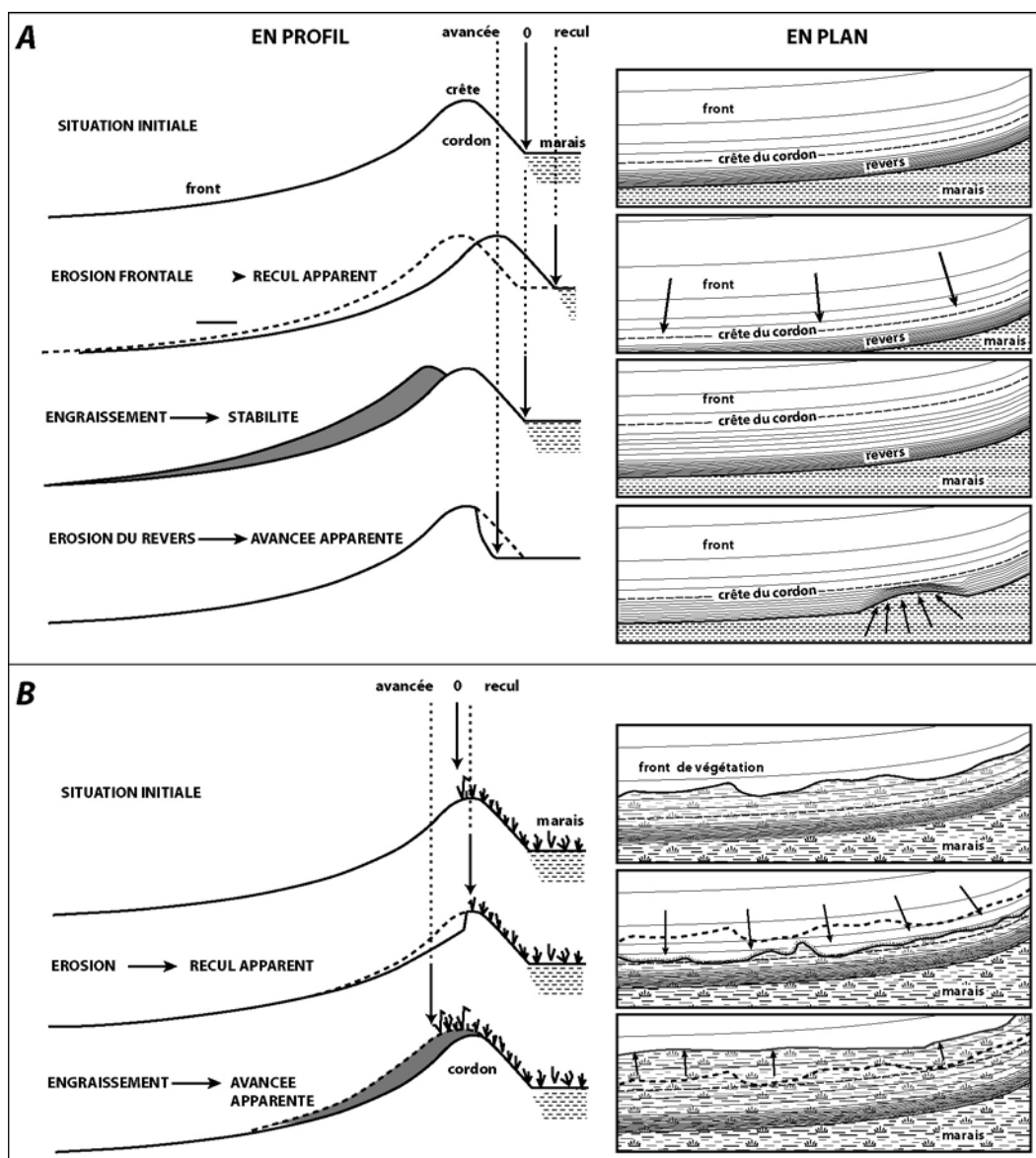


Figure 84 : A. Situations rencontrées lorsque la base du revers est utilisée comme ligne de référence. B. Situations rencontrées lorsque le front de végétation sommitale est utilisé comme ligne de référence.

L'absence fréquente d'un tapis végétal continu au sommet des accumulations de galets limite l'emploi du front de végétation comme ligne de référence. Dans ce cas, il est possible d'utiliser le revers des flèches de galets, et, plus précisément, la base de ce revers, matérialisant le contact entre la face interne du cordon et son soubassement (figure 84A). Cette limite présente aussi l'avantage d'être facilement identifiable sur les clichés aériens car le revers se distingue très nettement des zones d'arrière-cordon, soit du fait d'une granulométrie différente (galets/vase), soit en raison de la présence d'un tapis végétal (galets/shorre). Néanmoins, un inconvénient majeur apparaît lorsque l'on utilise cette ligne de référence dans une approche diachronique car elle ne peut servir qu'à traduire une évolution régressive des cordons de galets. En effet, aucun revers ne peut connaître d'avancée naturelle.

Sur les flèches dont le sommet est végétalisé, nous avons le plus souvent utilisé le front de végétation sommitale comme ligne de référence en prenant garde de bien distinguer la végétation permanente de la végétation annuelle. Dans de nombreux secteurs, cette distinction a été facilitée par la présence d'une microfalaise, rafraîchie chaque hiver lors d'épisodes tempétueux. La limite entre végétation saisonnière et végétation permanente correspond alors au tracé de l'escarpement. Un recul de la végétation traduit donc une érosion du cordon de galets, tandis qu'une avancée est significative d'un engraissement de la flèche. Sur les flèches dont le sommet n'est pas végétalisé, nous avons retenu la base du revers comme ligne de référence en admettant toutefois que cette limite ne permet pas d'observer d'éventuelles phases d'engraissement des cordons. Enfin, sur plusieurs de nos sites, nous avons utilisé ces deux lignes différentes pour retranscrire la cinématique du même cordon dès lors que celui-ci présentait des parties végétalisées et des secteurs dépourvus de végétation. Nous prendrons garde, dans la présentation des résultats, de bien spécifier le type de lignes de références utilisé afin d'éviter les erreurs d'interprétation.

- La fréquence d'observations

Dans l'idéal, la fréquence d'observations doit être déterminée au préalable, en fonction de la plus ou moins grande mobilité des formes sédimentaires étudiées (Robin, 2002a). Il est admis que les littoraux à faible évolution peuvent être étudiés avec une faible fréquence d'observations, tandis que la cinématique des formes très mobiles mérite d'être appréhendée à haute fréquence. Parfois, une simple observation de différents clichés aériens permet ainsi d'estimer la fréquence requise pour retracer la cinématique littorale. Dans la réalité toutefois, cette fréquence est presque toujours déterminée par la quantité de documents photographiques disponibles. En outre, l'échelle des photographies aériennes rend souvent très imprécise leur simple comparaison visuelle, et c'est d'ailleurs pour cette raison que les procédés informatiques permettant de retracer avec précision l'évolution littorale ont été développés.

Aussi, dans cette étude, nous avons utilisé le plus grand nombre de clichés aériens à notre disposition afin de rendre compte au mieux de l'évolution diachronique des flèches de galets de Bretagne. Les photographies proviennent principalement de la photothèque de l'IUEM dont le fonds est essentiellement constitué de clichés de l'IGN. Les plus anciens, datant de 1930, ont été obtenus auprès de l'IFREMER qui a récemment mis à disposition du public une grande quantité de photographies aériennes du littoral prises par l'aéronavale entre 1910 et 1950. Les clichés datant de 1991 sont issus d'une campagne IGN commandée par le SHOM. Les photographies de 1993 sont, elles aussi, issues d'une commande spéciale du Conservatoire Botanique de Brest (CNB) auprès de l'IGN. L'ortholittorale, prise durant l'été 2000 sur les côtes occidentales et méridionales de Bretagne et au cours de l'été 2002 dans le nord de la Bretagne, a également été utilisée. En rade de Brest, les

orthophotoplans réalisés par la société Aéroscan© sur l'ensemble des communes de l'Agglomération de Brest ont été employés.

La fréquence d'observation est variable suivant les secteurs. Ainsi, l'évolution de la flèche du Faou est retracée à partir de onze clichés aériens pris entre 1948 et 2000, mais dans les secteurs du Linkin, du Renard ou de Rosmélec, à partir de cinq dates seulement, espacées d'une dizaine d'années en moyenne. Il nous faudra donc tenir compte de la variabilité de la résolution temporelle dans l'interprétation des résultats.

- La résolution spatiale

La numérisation est une étape importante qui détermine la qualité des documents qui feront l'objet d'une correction. En fonction de leur échelle, les photographies aériennes ont été scannées à différentes résolutions afin d'obtenir une taille de pixel de 50 cm. Dans le cas des clichés au 1/30 000^e, une très haute résolution est nécessaire, ce qui pose la question des effets d'extrapolation sur le grain des photographies. Airault *et al.* (in Robin, 2002b) précisent, en effet, qu'une photographie panchromatique au 1/30 000^e ne peut être scannée avec un pas inférieur à 20 µm (résolution au sol de 60 cm) sans risquer des effets de discrétisation indépendants de l'information utile, mais liés au grain photo. Sur certains clichés, il est donc probable que ce seuil a été atteint. Toutefois, nous avons pu bénéficier, dans certain cas, d'agrandissements photographiques au 1/5 000^e que nous avons numérisés avec une plus faible résolution (300 dpi) afin d'éviter les risques d'extrapolation, tout en bénéficiant d'une résolution au sol identique.

2-1-3- La correction géométrique des photographies aériennes

- Principes généraux

La quantification précise des évolutions littorales à partir de photographies aériennes nécessite la correction préalable des déformations inhérentes à ce type de document. Les sources d'erreur associées aux prises de vue aériennes sont rappelées par de nombreux auteurs (Dolan *et al.*, 1980 ; Leatherman, 1983 ; Anders et Byrnes, 1991 ; Crowel *et al.*, 1991 ; Thieler et Danforth, 1994 ; Moore, 2000). Elles tiennent, pour une large part, aux effets du relief se traduisant par une parallaxe, c'est-à-dire un déversement apparent des objets à structure verticale sur une représentation en deux dimensions (Robin, 2002a). Le relief peut ainsi induire un déplacement des objets sur les clichés de plusieurs dizaines de mètres par rapport à leur position réelle (Durand, 2000). La distorsion liée aux différences d'altitude est toutefois limitée sur les zones d'estran où les formes d'accumulation littorales présentent le plus souvent un faible relief. Les déformations peuvent également être liées aux conditions de la prise de vue. Le tangage et le balancement de l'appareil modifient l'inclinaison de la prise de vue et induisent également des différences d'échelle au sein d'une même photographie. Crowel *et al.* (1991) rappellent que, sur un cliché au 1/20 000, un angle de 1° entraîne un déplacement apparent des objets d'environ 20 m sur le terrain. Suivant le type d'objectif, de lentille ou de focale utilisé, des distorsions plus ou moins grandes sont observées sur les marges des photographies. La contraction ou l'extension avec le temps du papier photographique utilisé peut également entraîner des écarts atteignant 10 m sur des photographies au 1/20 000. Enfin, des effets de réfraction atmosphérique sont parfois observés sur les photos et peuvent également modifier la position réelle des objets.

Sur les photographies, toutes ces sources d'erreur s'additionnent (Anders et Byrnes, 1991) et supposent l'emploi de méthodes de correction adaptées. Comme le rappelle Durand (2000), l'idéal est de pouvoir recourir à des méthodes relevant de la technique de l'aérotriangulation (Thieler et Danforth,

1994 ; Moore et Griggs, 2002 ; Romagnoli *et al.*, 2006). Basée sur une série de points d'amer dont les coordonnées au sol sont précisément connues en XYZ, la correction tient compte de toutes les conditions lors des prises de vue. Cette méthode suppose toutefois l'utilisation de MNT précis et reste le plus souvent réservée aux secteurs littoraux présentant des reliefs importants dont il faut absolument tenir compte. Lorsque la zone étudiée forme une surface relativement plane, la prise en compte des irrégularités du relief dans la correction de l'image n'est pas nécessaire. En conséquence, nombre d'études diachroniques en photo-interprétation littorale s'appuient uniquement sur le repérage en XY de points d'amer communs à chaque cliché et à un document choisi comme référence (Dolan *et al.*, 1980 ; Shoshany et Degani, 1992 ; Jiménez *et al.*, 1997 ; Suanez, 1997 ; Sabatier et Suanez, 2003 ; Stéphane et Suanez, 2004 ; Stéphane, 2003, 2004, 2008 ; Stéphane *et al.*, 2005b ; Durand, 2000 ; Durand et Heurtefeux, 2006). Cette méthode est plus facile à mettre en œuvre puisque le paramètre altitude n'est pas pris en compte. Les clichés sont rectifiés grâce à des modèles polynomiaux sans qu'il soit nécessaire de recourir à un MNT, ni de connaître les conditions de la prise de vue. La méthode de correction polynomiale calcule un facteur de correction pour ajuster un ensemble de points d'amer sur leur position véritable. Elle ne se contente donc pas de corriger les variations d'inclinaison ou d'échelle, mais corrige simultanément toutes les erreurs inhérentes aux photographies.

- Le document de référence

Le document de référence sur lequel s'appuie la correction polynomiale doit être exempt de toute déformation géométrique. De nombreuses études se sont basées sur l'utilisation de la carte IGN au 1/25 000^e pour corriger les clichés aériens (Durand, 2000 ; Durand et Heurtefeux, 2006 ; Gad, 1999 ; Gaillot et Chaverot, 2001). Le problème majeur des cartes IGN tient dans la représentation exagérée des voies de communication, du bâti et des ouvrages en mer qui induit une imprécision dans le repérage des points d'amer. Durand (2000) propose alors un système de correction en deux temps. Tout d'abord, l'image aérienne la plus récente est corrigée à partir de la carte topographique, puis la première image corrigée sert à recalibrer tous les clichés des autres missions. Néanmoins, les erreurs s'échelonnent alors entre 6 m et 11 m selon les auteurs.

Les plans cadastraux peuvent, dans certains cas, servir de documents de référence. Dessinés à partir de levés topographiques, ces documents rendent compte de la réalité du terrain avec plus de précision que les cartes IGN. La correction des clichés s'en trouve grandement améliorée. Des marges d'erreur de 1 m ont été mesurées sur des images corrigées à partir de tels plans (Stéphane, 2003). Toutefois, leur taille imposante (1/1 m) demande un nombre important de numérisation ainsi que de fastidieux raccordements.

Dans cette étude, nous avons opté pour l'utilisation des orthophotographies réalisées par l'IGN sur les campagnes aériennes de 2000 et 2002. Ces images sont à la fois corrigées et géoréférencées. Elles se prêtent donc parfaitement aux types de traitements numériques que nous souhaitons effectuer. Malgré la qualité médiocre de la définition des couleurs (liées au format de compression des fichiers images sur internet), elles sont particulièrement précises puisqu'elles disposent d'une résolution au sol de 50 cm.

- La méthode de correction

Les images ont été corrigées et géoréférencées sous le module de Géoréférencement du logiciel ArcView[®] (Version 8.3) selon un modèle polynomial de degré 1. Ce module propose une procédure de correction interactive, permettant de visualiser les déformations de l'image en cours de correction, amer après amer, ce qui garantit un meilleur résultat. La superposition en temps réel de l'image de référence et de l'image corrigée permet de repérer rapidement les formes et les objets

stables du paysage, qui sont restés immobiles entre deux dates. Dans les secteurs dépourvus de rupture paysagère remarquable, il devient alors possible de s'appuyer sur des éléments du paysage qui ne sont pourtant pas considérés comme invariables, tels que les plans de schistosité du platier rocheux, les diaclases, les blocs parsemant l'estran ou les chenaux de marée du schorre. De ce fait, un nombre nettement plus important de points d'amers a pu être numérisé. Dans cette étude, la correction des images s'appuie le plus souvent sur un minimum de 50 points d'amers. Ces points ont été répartis de la façon la plus homogène possible à proximité des formes d'accumulation étudiées. Compte tenu de la résolution à laquelle les clichés ont été numérisés, le repérage des amers a pu être extrêmement précis, y compris sur les photographies les plus anciennes. A l'issue de ce travail, l'ensemble des images a été intégré dans un Système d'Information Géographique (SIG) sous lequel les mesures d'évolution du trait de côte ont également été effectuées (figure 85).

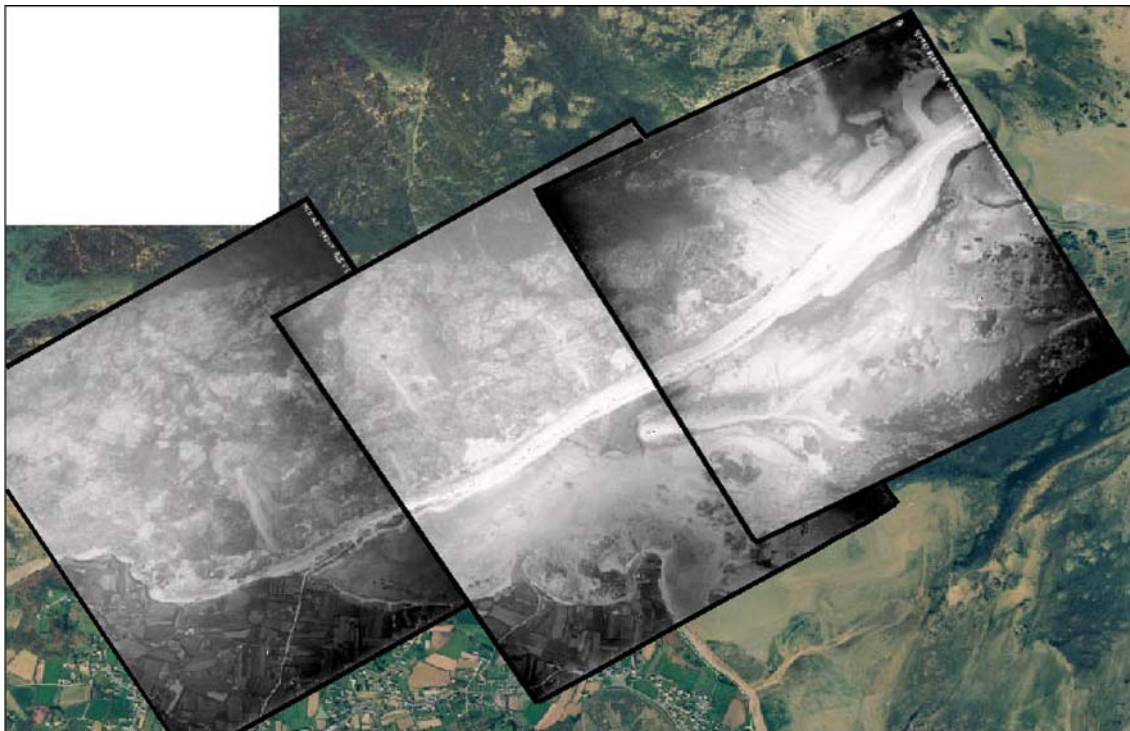


Figure 85 : Recalage des clichés de 1930 sur la mosaïque d'Orthophotographies de 2002 servant de document de référence (secteur du Sillon de Talbert).

2-1-3-2- La correction géométrique des cartes anciennes

Les cartes anciennes ayant fait l'objet d'une correction géométrique ont tout d'abord été numérisées de façon à obtenir une taille de pixel de 2,5 m. Ensuite, les images ont été découpées en plusieurs images réduites, centrées sur chacun de nos sites d'étude. Ce découpage en secteurs de petite dimension permet de limiter les déformations liées à la contraction du papier, aux déchirures, aux pliures ou aux froissures que présentent souvent les vieux documents. Puis les cartes anciennes ont été corrigées et géoréférencées selon le même principe que celui utilisé pour les photographies aériennes. Le nombre de points d'amer que nous avons réussi à identifier sur les images est toutefois plus faible que pour les clichés aériens en raison du manque d'informations cartographiées sur les surfaces terrestres. Il est compris entre une dizaine et une trentaine de points au maximum.

Notons enfin qu'avant d'employer cette méthode de correction pour les minutes de Beaupré-Beaupré, nous avons tenté une correction par simple changement de référentiel géodésique. Des

formules mathématiques mises au point par le SHOM permettent, en effet, de transformer les coordonnées des minutes (en toises rapportées au méridien de Paris) en coordonnées Lambert. Ces formules sont actuellement utilisées dans le cadre d'études visant à numériser les anciennes sondes et à les projeter dans un référentiel géodésique contemporain afin de mesurer les évolutions de la bathymétrie. Une fois les cartes reprojetées, des décalages de 30 m à 60 m ont été mesurés dans la position de certaines pointes rocheuses, censées connaître uniquement des évolutions mineures. Il est probable que ces décalages sont le fait des déformations induites par l'âge du papier dont nous avons parlé précédemment. Par conséquent, malgré sa rapidité d'exécution, cette méthode a été abandonnée au profit d'une correction polynomiale.

2-1-3-3- L'acquisition des données de mobilité littorale

Sur chaque image corrigée, la ligne de référence a été digitalisée de manière à produire une information vectorielle à partir du logiciel ArcView® (Version 8.3). Les mesures de mobilité ont été réalisées le long de transects perpendiculaires à la côte et disposés régulièrement le long des flèches littorales. Les transects sont espacés d'une dizaine de mètres sur toutes les flèches de la rade de Brest et sur le site de Dibenn, d'une vingtaine de mètres sur les flèches plus longues du Linkin et de Bétahon, et d'une trentaine de mètres sur le Sillon de Talbert. Les valeurs de recul ou d'avancée sont mesurées en variations métriques par rapport à une date de référence correspondant à la plus ancienne photographie aérienne.

L'érosion et/ou l'accroissement surfacique ont également été quantifiés entre deux dates en numérisant une série de polygones, appelés polygones cinématiques (Robin, 2002a), correspondant à l'espace défini entre deux lignes de référence. L'intersection entre deux lignes permet de fermer les polygones et de calculer, sous ArcView®, les superficies gagnées par progradation ou perdues par érosion. La somme des superficies calculées sur l'ensemble de chaque accumulation littorale donne une estimation du bilan sédimentaire de la flèche sous la forme d'un bilan surfacique. Toutefois, si l'information livrée est synthétique, elle doit être interprétée avec prudence. L'exemple d'une flèche en cours de cannibalisation, au sein de laquelle les surfaces en érosion sont grossièrement en équilibre avec les surfaces en progradation, montre qu'un bilan surfacique stable en apparence peut cacher des évolutions morphologiques importantes traduisant, en réalité, une tendance à l'érosion. L'analyse des variations du bilan sédimentaire effectuée à l'échelle d'une forme d'accumulation devra donc être affinée par l'observation des traductions morphologiques.

2-1-3-4- Le calcul des marges d'erreur

Malgré la mise en pratique de méthodes rigoureuses pour quantifier l'évolution littorale par photo-interprétation, les résultats obtenus comportent une part d'incertitude. Les auteurs s'accordent pour reconnaître trois sources d'erreurs potentielles, tenant à la qualité des données brutes (précision des cartes ou photographies aériennes), au processus de rectification, et enfin à la digitalisation du trait de côte.

En fonction de la qualité des données brutes, des erreurs peuvent éventuellement affecter le repérage des points d'amers sur les images à corriger. Toutefois, compte tenu de la résolution à laquelle les clichés ont été numérisés dans cette étude, il est possible d'être extrêmement précis lors de cette opération et de considérer que l'erreur qui en découle est minime, équivalente à la taille du pixel.

Le processus de rectification conduit également à une erreur liée au calcul des modèles polynomiaux. Cette erreur est évaluée par le logiciel au niveau de chaque amer. Elle est appelée erreur RMS (*Root Mean Square Error*) et correspond à la différence en pixel entre les coordonnées d'un amer sur le document de référence et celles de ce même amer sur la photographie une fois qu'elle a été corrigée. Il est admis qu'un modèle polynomial est de qualité à partir du moment où tous les amers ont une erreur RMS < 1 pixel (Durand, 2000). A l'exception des cartes anciennes et de quelques clichés, nous avons généralement réussi à abaisser l'erreur RMS en dessous de ce seuil.

L'erreur de digitalisation de la ligne de référence est certainement la plus délicate à estimer car elle s'appuie sur une grande part de subjectivité liée à la lecture et l'interprétation de l'image par un individu. Nul doute que deux individus interpréteront différemment la position d'un même trait de côte sur une image. Faye (2004) propose de numériser plusieurs fois le même trait de côte afin d'estimer les écarts liés à l'interprétation, mais cette méthode est longue lorsque le nombre de données à traiter est important. Moore et Griggs (2002) et Zink (2002) proposent une façon plus rapide de déterminer cette erreur en partant du principe que le trait de côte numérisé ne correspond pas à une ligne sans épaisseur, mais à une bande de 3 pixels de largeur au sein de laquelle se trouve la position réelle du trait de côte. La part d'incertitude peut alors être fixée arbitrairement à $\pm 1,5$ pixels.

L'addition de ces trois sources d'erreur donne alors une incertitude de $\pm 3,5$ pixels sur chaque image, soit $\pm 1,75$ m en moyenne sur les photographies aériennes (figure 86). Cette erreur est relativement faible en comparaison de celles rencontrées dans la littérature, mais limite pourtant l'analyse sur une dizaine de sites à faible évolution.

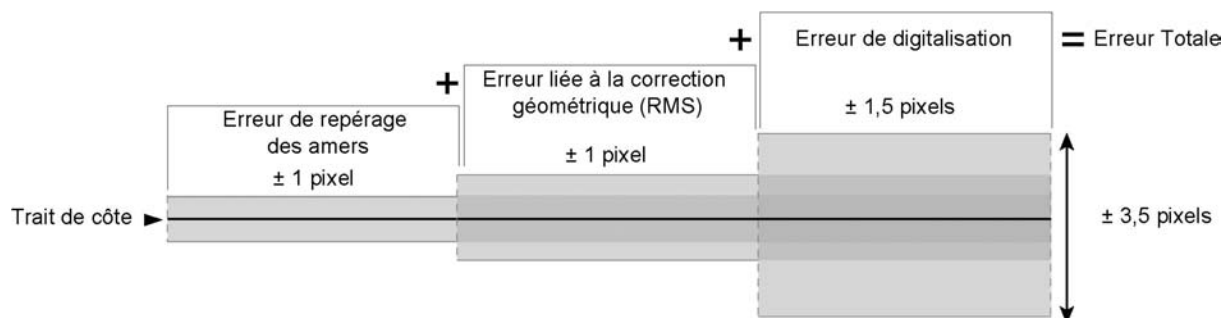


Figure 86 : Schéma synthétisant les différentes erreurs liées au traitement numérique des photographies aériennes et à la digitalisation du trait de côte.

2-1-3-5- La détermination des tendances

La vitesse d'évolution littorale a également été déterminée sur chacun de nos sites d'étude à partir d'une régression linéaire. Dans la littérature, le calcul des régressions est très souvent basé sur les mesures effectuées le long d'un transect jugé représentatif (Dolan *et al.*, 1991 ; Crowel *et al.*, 1993). Dans cette étude, il a été difficile de sélectionner sur chaque site un transect représentant au mieux la mobilité de l'ensemble de l'édifice sédimentaire car les évolutions sont souvent très variables le long des flèches. Par conséquent, les tendances ont été déterminées à partir des bilans surfaciques qui constituent, à nos yeux, une valeur plus synthétique.

La représentativité d'une telle mesure est discutée depuis plus d'un quart de siècle par les scientifiques américains (Fenster *et al.*, 1993 ; Hayden *et al.*, 1979 ; Dolan *et al.*, 1991 ; Crowel *et al.*, 1993 ; Honneycutt *et al.*, 2001 ; Fenster *et al.*, 2001) car, sur la côte orientale des Etats-Unis, les vitesses d'évolution sont utilisées dans le cadre de programme d'assurance afin de déterminer le degré d'indemnisation des particuliers confrontés aux risques d'érosion côtière et de submersion marine. Dolan *et al.* (1991) rappellent que la précision des tendances obtenues dépend à la fois de la précision des mesures du trait de côte, de la variabilité temporelle du trait de côte étudié, du nombre de points permettant de calculer les tendances, de la distribution temporelle des observations, de la période sur laquelle sont dressées les tendances, et enfin de la méthode utilisée pour les déterminer. A ce jour, il existe quatre méthodes pour dresser les tendances d'évolution d'un trait de côte. La plus utilisée d'entre elles reste la régression linéaire. Cette méthode se base sur le calcul des moindres carrés et utilise toute la série de données afin de dresser une droite d'équation $y = ax + b$ dans laquelle le coefficient directeur a correspond à la vitesse d'évolution annuelle du trait de côte. L'interprétation de cette valeur nécessite une certaine prudence car l'avancée ou le recul d'un trait de côte n'est pas nécessairement régulier. L'évolution peut être en cours d'accélération ou en voie de ralentissement ou se présenter sous la forme de cycles d'avancée et de recul, de sorte que la régression linéaire perd toute significativité. Le R^2 permet alors d'évaluer la représentativité de la régression.

2-1-4- L'acquisition des traits de côte actuels par la mesure topographique

Même si, par la suite, nous aborderons plus en détail le protocole de mesure topographique mis en place pour analyser l'évolution morpho-sédimentaire actuelle des flèches de galets, nous présenterons brièvement dans ce point les principaux aspects méthodologiques liés à l'acquisition des traits de côte actuels.

2-1-4-1- Mode d'acquisition des données topographiques

A l'exception des secteurs du Linkin (Côte d'Armor) et de Dibenn (Morbihan), l'ensemble des flèches de galets étudiées a fait l'objet d'un levé topographique afin d'acquérir la position actuelle du trait de côte. Les levés se sont échelonnés entre le mois de janvier 2004 et le mois de décembre 2007 (tableau 5) et ont, pour la plupart, été réalisés à l'aide d'un DGPS en mode cinématique (RTK) dont la précision planimétrique (X,Y) est estimée à ± 2 cm (Suanez *et al.*, 2008). L'erreur liée à la mesure topographique est donc insignifiante en comparaison des décalages potentiels associés au traitement numérique des photographies aériennes et des cartes anciennes.

Tous les levés de terrain ont été raccordés au système de géoréférencement français NGF (IGN 69) et ont été intégrés sous le logiciel ArcView[®] afin de reconstituer le trait de côte sous la forme d'une ligne.

Il convient enfin de préciser que certains levés ont été réalisés au tachéomètre. Les coordonnées des points levés sur le terrain ont été converties par la suite en Lambert II étendu à partir de formules de conversion que nous avons mises au point. Ces formules s'appuient sur une série de trois points de calage dont nous connaissons à la fois les coordonnées relatives et les coordonnées absolues en Lambert. Les erreurs de conversion ont été quantifiées. Elles atteignent une dizaine de centimètres au maximum et s'ajoutent à l'imprécision de la mesure tachéométrique, le plus souvent comprise entre 5 cm et 10 cm.

	Sources	Site	Date	Type de levé	Précision
Côtes d'Armor	Ifremer	Talbert	08/10/2002	Lidar	50 cm
	MD Consultant	Talbert	15/06/2003	DGPS	10 cm
	MD Consultant	Talbert	18/09/2005	DGPS	10 cm
	Géomer	Talbert	01/05/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Talbert	24/09/2007	DGPS	2 cm
	Géomer	Talbert	19/03/2008	DGPS	2 cm
Rade de Brest	Géomer	Renard	26/01/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Auberlac'h	17/01/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Pont-Callec	19/07/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Porzguen	18/07/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Pedel	18/07/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Kersanton	20/07/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Kerloziou	23/11/2005	DGPS	2 cm
	Géomer	Kerneiz	23/11/2005	DGPS	2 cm
	Géomer	Rosmélec	23/11/2005	DGPS	2 cm
	Géomer	Mengleuz	09/01/2004	Tachéom.	12-15 cm
	Géomer	-	13/10/2004	Tachéom.	12-15 cm
	Géomer	-	21/04/2005	DGPS	2 cm
	Géomer	-	03/10/2005	DGPS	2 cm
	Géomer	-	05/12/2005	DGPS	2 cm
	Géomer	-	04/04/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	-	10/10/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	-	05/04/2007	DGPS	2 cm
	Géomer	-	12/12/2007	DGPS	2 cm
	Géomer	St-Jean	04/01/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Roz	03/01/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Bindy	04/01/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Bourg	04/01/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Troaon	10/12/2004	Tachéom.	12-15 cm
	Géomer	Kerroullé	15/06/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Faou	16/06/2006	DGPS	2 cm
	Géomer	Arun	20/07/2006	DGPS	2 cm
Géomer	Anglais	01/08/2005	DGPS	2 cm	
Géomer	Loc'h	28/10/2004	Tachéom.	12-15 cm	
Géomer	Loc'h	18/04/2005	DGPS	3 cm	
Morbihan	Géomer	Bétahon	07/10/2005	DGPS	2 cm

Tableau 5 : Liste des levés topographiques effectués pour relever la position actuelle de la ligne de référence.

Dans les cas les plus simples (Sillon de Talbert), la mesure a été réalisée immédiatement après installation de la station GPS sur une borne géoréférencée de l'IGN située à proximité du site d'étude, dont les coordonnées géodésiques sont accessibles sur le site de l'IGN (www.ign.fr/ rubrique *Géodésie*). Dans de nombreux cas toutefois (Rade de Brest), l'absence de bornes géodésiques à proximité a nécessité l'installation et le géoréférencement de repères intermédiaires permettant, par le biais d'un cheminement et le déplacement point après point de la station GPS, d'atteindre le secteur d'étude (figure 87). Ces points intermédiaires ont été matérialisés sur le terrain par un clou topo scellé le plus souvent dans les structures portuaires ou les ouvrages de défenses bordant le rivage.

Les levés ont porté sur la limite de végétation sommitale ou sur la position du revers des cordons, en fonction de la ligne de référence choisie lors du traitement d'image pour retranscrire la mobilité des accumulations. Par la même occasion, des profils topographiques ont également été réalisés afin d'obtenir des indications morphométriques telles que la pente, la hauteur de la crête ou la base du cordon, que nous utiliserons par la suite dans l'analyse des forçages météo-marins.

2-1-4-2- Les données supplémentaires

Sur le site du Sillon de Talbert, des données topographiques supplémentaires ont été acquises auprès de l'Ifremer, sous la forme de modèles numérique de terrain (MNT). Ces MNT ont une résolution de 50 cm pour une dimension de 1 km/1 km et sont issus d'un survol aérien Lidar réalisé le 07/10/2002, couvrant l'estran depuis le Sillon de Talbert à l'ouest jusqu'à l'archipel de Bréhat à l'est. La densité des points relevés est d'approximativement 1 point/4 m² et la précision verticale est estimée à 10 cm. Les données nous ont été fournies sous la projection Lambert 93 et ont été reprojctées en Lambert II étendu par le biais du logiciel Projection AO[®] avant d'être intégrées dans un SIG.

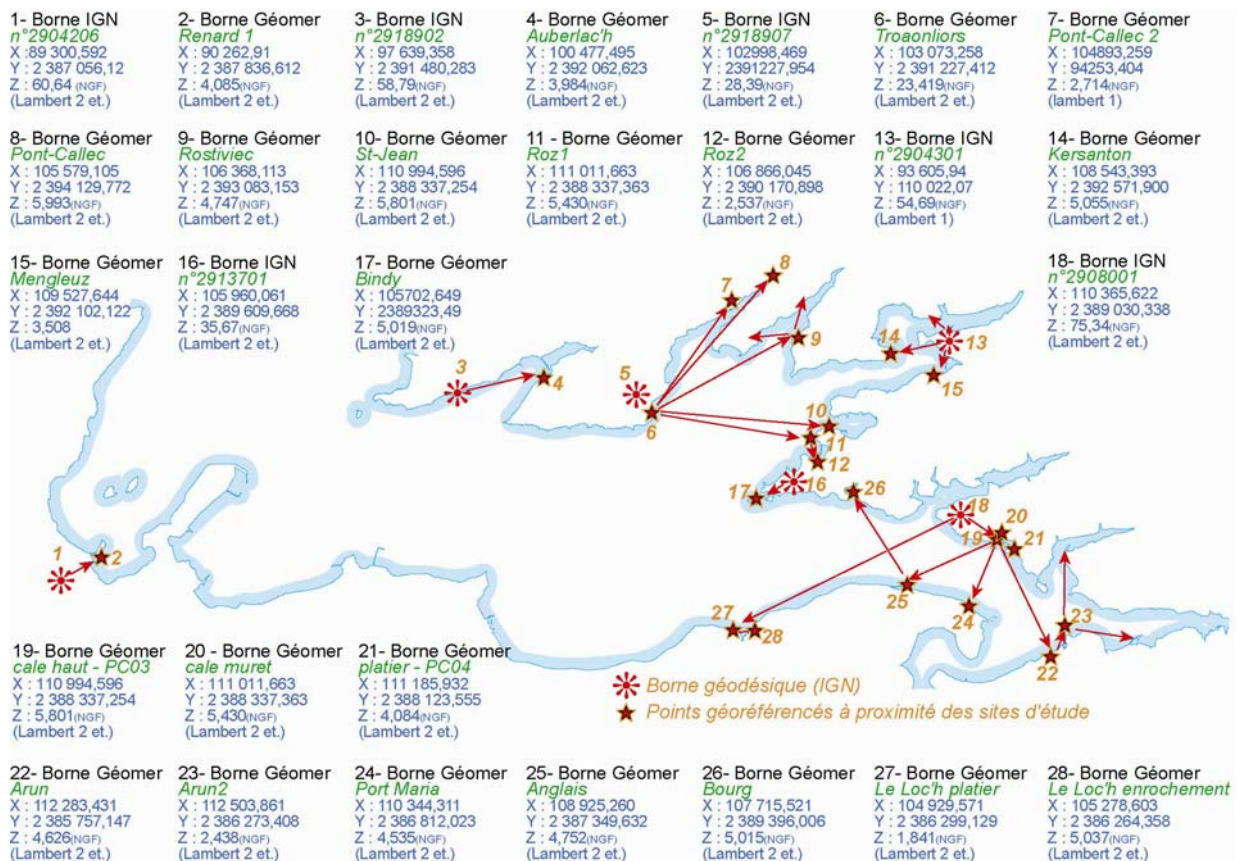


Figure 87 : Coordonnées des points géodésiques et des repères géoréférencés en rade de Brest.

Deux levés topographiques complets du Sillon de Talbert ont également été obtenus auprès du bureau d'étude MD Consultant, sous la forme de fichiers de points XYZ. Ces levés ont été réalisés au DGPS au mois de juin 2003 et au mois de septembre 2005, soit respectivement avant et après la suppression des enrochements longitudinaux sur le Sillon de Talbert. Les mesures ont porté essentiellement sur les lignes de rupture de pente, même si quelques points intermédiaires ont également été levés sur les surfaces régulières. La précision planimétrique de ces levés est estimée à ± 10 cm. La ligne représentant la base du revers a pu être reconstituée en superposant sous SIG les semis de points levés en 2003 et en 2005 et le MNT Lidar. L'ensemble des points constituant la ligne de référence a alors été identifié et isolé du fichier de points initial.

2-2- Évolution des flèches de galets à l'échelle centennale

L'évolution des flèches de galets au cours des derniers siècles est renseignée par l'étude des cartes anciennes que nous avons menée selon deux approches. La première approche est descriptive. Elle se base uniquement sur l'observation des modifications morphologiques et concerne principalement les flèches littorales dont l'évolution n'a pu être mesurée par le biais du traitement numérique des cartes anciennes. La seconde approche est quantitative : elle s'appuie sur la mesure précise des évolutions.

2-2-1- Approche descriptive

Ce point est l'occasion d'étudier les secteurs littoraux dont l'évolution n'a pu être mesurée par le biais du traitement numérique des cartes anciennes, soit en raison de l'imprécision des documents cartographiques (e.g. Sillon de Talbert), soit en raison de modifications morphologiques de trop grande ampleur (e.g. flèches de Troaon et du Loc'h), rendant particulièrement délicate la quantification des évolutions. L'exploitation des cartes de Beautemps-Beaupré en rade de Brest sera, par ailleurs, l'occasion d'aborder la disparition, depuis le début du XIX^e siècle, d'un certain nombre de flèches aujourd'hui artificialisées.

2-2-1-1- Evolution des flèches du Loc'h

La carte de 1817 révèle l'existence de deux flèches sur l'estran du Loc'h (figure 88A). La première, en position interne, s'étire vers le sud-ouest sur une distance d'environ 200 m et présente une forme légèrement arquée. La seconde flèche, en position externe, s'allonge vers l'est sur une centaine de mètres. Elle est rompue dans sa partie médiane, où s'est installé le chenal de marée drainant l'étang du Loc'h. En avant sur l'estran s'est édifié un vaste delta de jusant, alimenté par les galets prélevés au sein de la brèche et transportés vers le bas de plage par les courants de vidange.

Malgré son imprécision, la carte dressée par Germain en 1877 semble indiquer que la brèche observée précédemment s'est colmatée (figure 88B). Cette évolution est confirmée par le Plan directeur de Brest, datant de 1913 (figure 88C). Désormais, le chenal de marée adopte un tracé en baïonnette et sinue entre les deux flèches, interne et externe, avant de rejoindre la mer. En outre, il semble que la flèche externe se soit allongée vers l'est sur une centaine de mètres, témoignant d'une bonne alimentation sédimentaire par les courants de dérive. Le débouché du chenal sur l'estran se situe alors à une position plus orientale qu'en 1817.

Enfin, la photographie prise en 1952 montre des changements morphologiques minimes par rapport à la situation de 1913 (figure 88C et 88D). A l'enracinement du cordon sur l'estran, une série de quatre rides obliques témoigne également d'un transit important de galets le long du cordon. L'évolution de ce secteur littoral après 1952 sera détaillée par la suite.

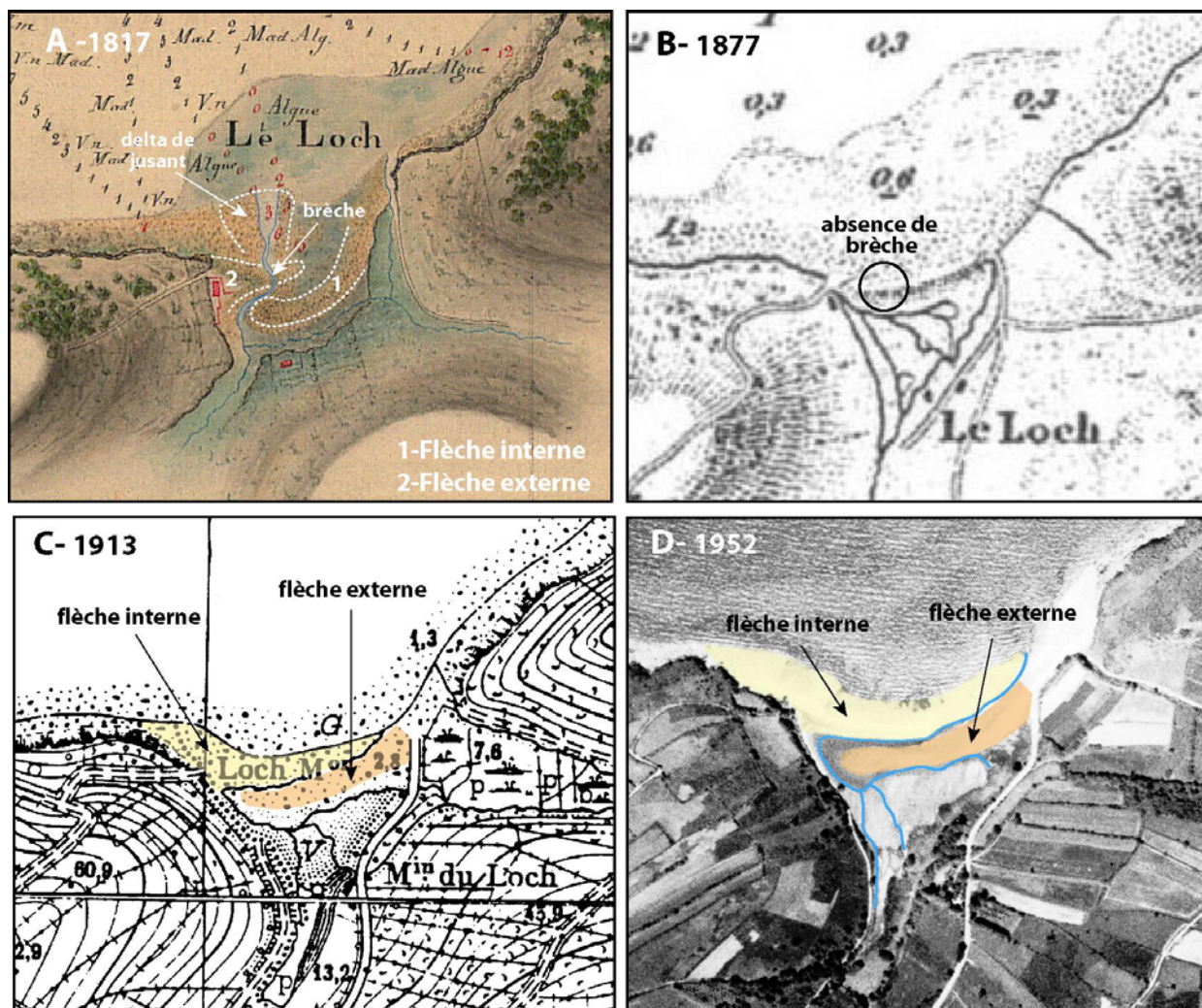


Figure 88 : Evolution morphologique de l'anse du Loc'h de Landévennec à partir de la carte de Beautemps-Beaupré (A), de Germain (B), du plan directeur de Brest (C), de la photographie aériennes de 1952 (D).

2-2-1-2- Évolution des flèches de Troaon

La carte de Cassini, malgré son imprécision, permet d'identifier deux saillants disposés en vis-à-vis, enserrant l'anse de Troaon et correspondant à deux accumulations sédimentaires distinctes, séparées l'une de l'autre par le chenal drainant le marais de Troaon (figure 89A). Cette configuration, très différente de l'actuelle, est attestée par les levés de Beautemps-Beaupré, effectués en 1817 à plus petite échelle, qui livrent des indications plus détaillées sur la morphologie des deux accumulations identifiées sur la carte de Cassini (figure 89B). L'une des deux flèches s'enracine au sud de l'anse et s'allonge vers le nord-est sur une distance d'environ 200 m avant de s'incurver vers le nord-ouest sans sa partie distale. La pointe de cette flèche est abritée de l'action des vagues par la présence d'une seconde accumulation, s'enracinant au nord de l'anse de Troaon et s'allongeant vers le sud-est sur environ 150 m, en position de fuite par rapport aux vagues incidentes. Ces deux édifices sédimentaires présentent donc une disposition en chicane qui contraint le chenal de marée à décrire un tracé sinueux avant de rejoindre la mer.

La carte dressée par Germain en 1877 (figure 89C) montre une configuration générale assez semblable à celle de 1817. Il est probable que, dans ce secteur, cette carte n'a pas fait l'objet d'une

révision, ce qui tend à prouver que les changements morphologiques sont restés mineurs au cours du XIX^e siècle.

La carte que nous avons réalisée à partir de l'orthophotographie de 2000 montre une configuration très différente de celle observée jusqu'en 1877. Entre ces deux dates, la flèche nord s'est considérablement allongée vers le sud jusqu'à fermer presque intégralement l'anse de Troaon. Elle a progressivement adopté une orientation nord-sud, de manière à faire front aux vagues incidentes. Cette évolution, que nous avons indiquée de façon hypothétique sous la forme de séquences de développement morphologique dans la figure 89D, implique le transit et l'accumulation de volumes sédimentaires importants provenant pour partie de l'érosion de la flèche elle-même, par le biais de la cannibalisation. Ce processus, sur lequel nous reviendrons, marque fortement la mobilité récente de ce secteur littoral. Désormais, la flèche sud est entièrement abritée de l'action des vagues. Elle s'est progressivement érodée sous l'action des puissants courants empruntant le chenal de marée, dont le cours fut peu à peu dévié vers le sud à mesure que s'allongeait la flèche nord.

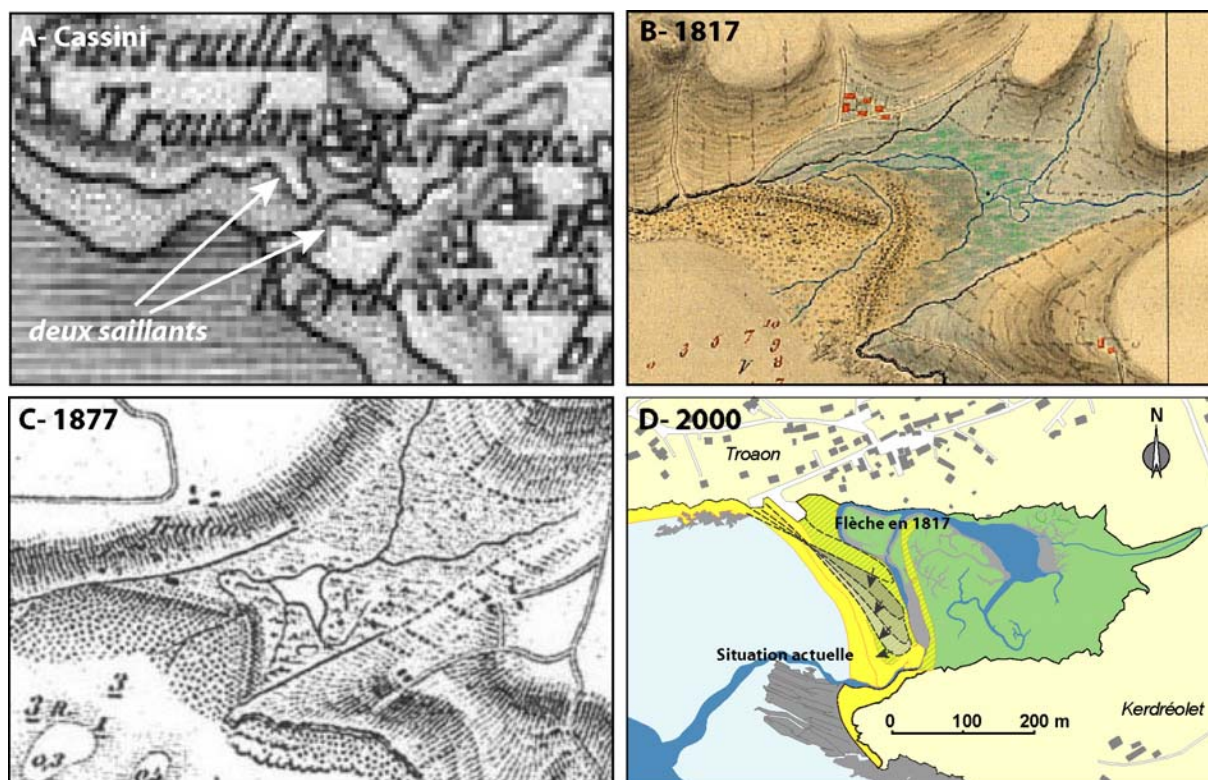


Figure 89 : Comparaison des cartes de Cassini (A), de Beautemps-Beaupré (B), de Germain (C), avec la morphologie actuelle de l'anse de Troaon (D).

2-2-1-3- Évolution du Sillon de Talbert

Il existe plusieurs documents cartographiques anciens sur lesquels figure le Sillon de Talbert. L'observation attentive de ces cartes livre des renseignements essentiels sur la nature des changements enregistrés par la flèche depuis plus de trois siècles. Dans ce point, nous insisterons donc principalement sur les éléments descriptifs que nous livre la lecture de ces documents. Néanmoins, il convient également de commenter les travaux antérieurs ayant tenté de quantifier l'évolution de ce cordon à partir des documents disponibles (Le Page, 1967 ; BRGM, 1980 ; Pinot, 1994). Ces résultats divergent fortement selon les auteurs, en raison de l'imprécision des différents

levés utilisés. Notre objectif n'étant pas d'apporter de nouvelles données qui seraient, elles aussi, sujettes à caution, nous n'avons pas jugé utile de renouveler cette opération. Seule, la carte marine dressée en 1837 à partir de levés précis sera utilisée dans ce but et les résultats seront présentés ultérieurement. Dans ce point, nous présenterons donc brièvement les tendances significatives observées à partir des travaux précédents, sans nous focaliser sur les valeurs issues de la quantification des évolutions.

- La carte de Collin (1666)

La première carte détaillant à grande échelle le sillon de Talbert a été dressée en 1666 par Pierre Collin (figure 90). Le cordon présente un tracé relativement rectiligne et sa longueur paraît plus importante qu'aujourd'hui. L'accumulation est alors attachée aux îlots constituant l'archipel d'Ollone. Pinot (1994) note que le Sillon de Talbert est également figuré ainsi sur la carte du *Neptune françois*, levée en 1675. L'auteur mentionne également que cette configuration d'un cordon primitif reliant l'archipel au continent est confirmée par les lambeaux qui en restent sur l'archipel et par les galets étalés à l'emplacement de la partie détruite.

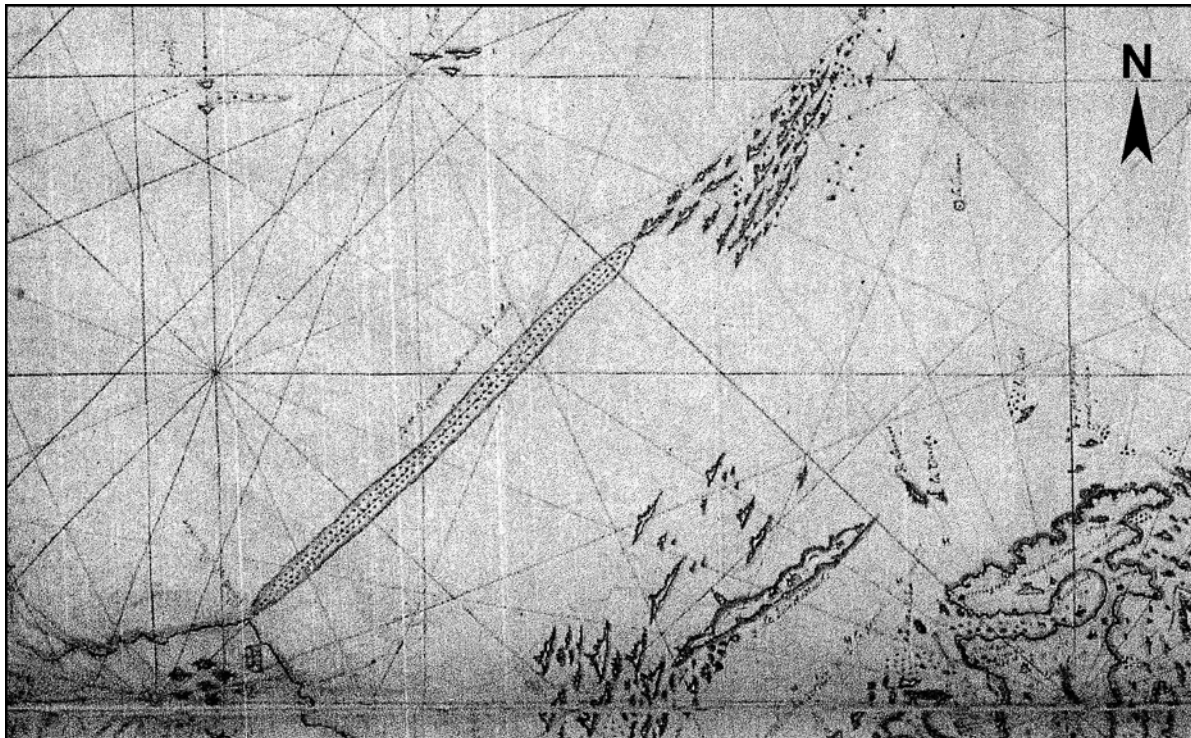


Figure 90 : Carte de Pierre Collin sur laquelle est représenté le Sillon de Talbert.

- Les cartes de Bellin (1675)

Dans son Atlas Maritime des Côtes de France, publié en 1764, Bellin présente deux cartes sur lesquelles figure le Sillon de Talbert (figures 91 et 92). L'époque précise de leur levé n'est pas indiquée mais pourrait être largement antérieure à la date de publication. Latteux (2000) suppose d'ailleurs que la carte intitulée « Partie de la coste de Bretagne, depuis les Isles de Bréhat jusqu'aux Sept-Isles » correspond, en fait, à la carte du *Neptune françois*, décrite par Pinot (1994) et levée donc en 1675.

L'une des cartes de Bellin ne figure que grossièrement le tracé de la côte et des îlots et doit être considérée avec précaution (figure 91). Toutefois, il apparaît que le tracé du cordon n'est plus rectiligne, mais montre un aspect sinueux, certainement exagéré par le cartographe. Sur la première moitié de sa longueur, le cordon présente une forme arquée. Il relie les premiers îlots de l'archipel d'Ollone au continent et montre une inflexion médiane significative. Sur la seconde moitié de sa longueur, le cordon se dispose en position de fuite par rapport à la direction dominante des houles et montre un tracé plus rectiligne. La longueur de cette seconde section est là encore exagérée dans la mesure où les îlots n'ont pas été positionnés de façon exacte par le cartographe.



Figure 91 : Carte de Bellin représentant le Sillon de Talbert et son prolongement aux îlots de l'archipel d'Ollone.

La seconde carte de Bellin apparaît bien plus précise (figure 92). Le Sillon de Talbert présente une sinuosité plus légère, plus réaliste aussi. La position des îles s'approche de celle connue actuellement et la superposition de la carte marine actuelle avec cette carte indique que le Sillon s'allonge jusqu'aux îlots de Roc'h Louet-Stalio Bras.

- La carte de Cassini (1750-1789)

Sur la carte de Cassini, le Sillon de Talbert ne s'accroche plus au large à l'archipel d'Ollone (figure 93). Il en est séparé par une brèche de 200 à 300 m de long, probablement ouverte à l'occasion d'une tempête et entretenue, par la suite, par les courants de marée. Ainsi, le Sillon est désormais représenté sous la forme d'une flèche à pointe libre. L'extrémité distale adopte alors une forme de hameçon, ce qui suppose que la diffraction des houles à la pointe du cordon est certainement aussi importante qu'aujourd'hui et permet alors la mise en place d'une contre-dérive littorale sur le revers de l'accumulation. Cette contre-dérive, dirigée vers le sud-ouest, permet le développement d'un cordon secondaire s'allongeant dans le sens opposé au Sillon de Talbert, en position d'abri. Ce cordon secondaire ne vient pas s'accoler parfaitement sur le revers du Sillon. La carte de Cassini indique, en effet, la présence d'un espace légèrement déprimé entre les deux accumulations. Par la suite, cette petite dépression finira par se combler à mesure que reculera le

Sillon. Parallèlement, le cordon secondaire ne cessera de s'engraisser et de s'élargir par l'adjonction de bourrelets successifs, comme nous le verrons ultérieurement.

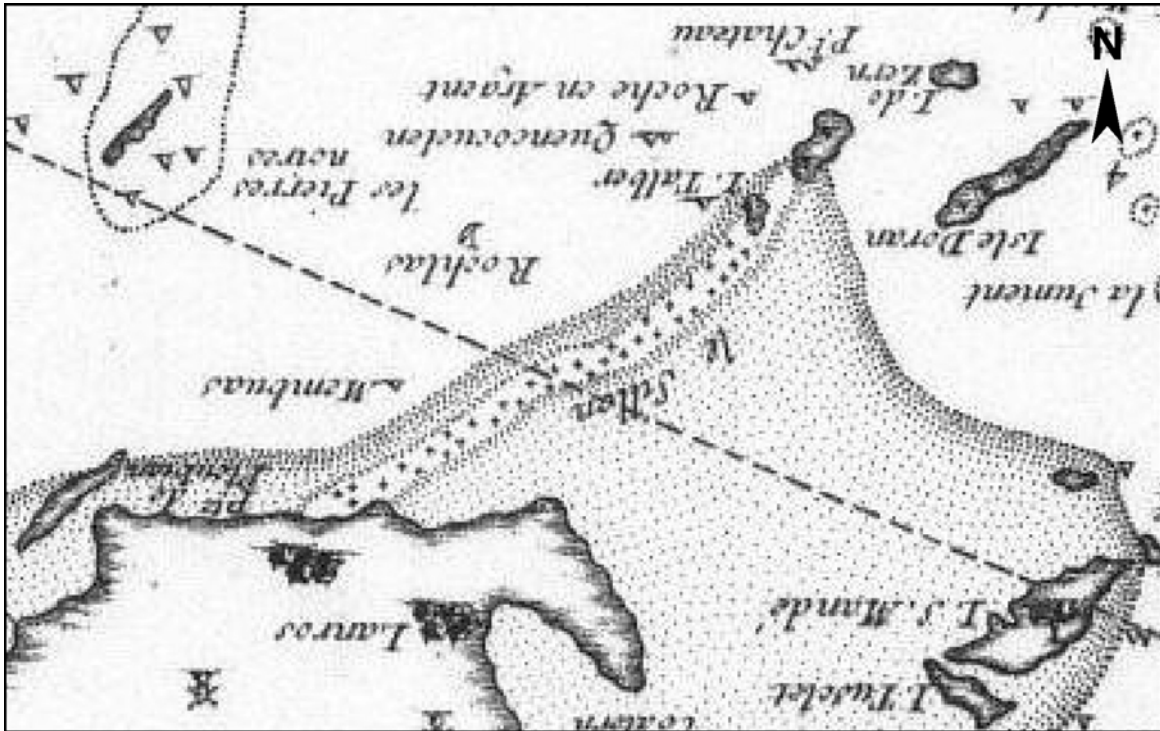


Figure 92 : Carte de Bellin représentant le Sillon de Talbert et son ancrage aux îlots de Roc'h Louet et de Stalio Bras situés au Nord.



Figure 93 : Carte de Cassini sur laquelle le Sillon de Talbert apparaît désormais sous la forme d'une flèche à pointe libre en raison de son détachement aux îlots de Roc'h Louet et de Stalio Bras situés au Nord.

- Comparaison des cartes anciennes par Pinot (1994) et le BRGM (1980)

Les travaux réalisés par J.-P. Pinot (1994) et par le BRGM (1980) ont porté sur la comparaison des photographies aériennes récentes avec une série de cartes, dont les plus anciennes datent de la fin du XVIII^e siècle. Ils mettent en évidence, d'une part, une modification dans l'orientation générale de la flèche et son pivotement progressif vers l'est. L'enracinement du cordon semble stable et constitue un point de pivot par rapport à la partie distale qui tend à reculer rapidement (figure 94). Les vitesses moyennes de recul proposées par les auteurs divergent. Elles sont estimées à 50 cm/an par Pinot (1994) et à 1m/an par le BRGM (1980). D'autre part, la flèche tend également à s'allonger vers le nord-est sur une distance comprise entre 200 m (Pinot, 1994) et 250 m (BRGM, 1980). Enfin, les auteurs insistent sur la forte concavité dans le tracé du cordon qui commence à se manifester dès 1940 et qui tend à s'accroître au cours des dernières décennies. Ces modifications récentes seront étudiées de façon détaillée lorsque nous aborderons le comportement morphodynamique des flèches de galets et lorsque nous analyserons l'impact des submersions marines sur le recul du Sillon de Talbert.

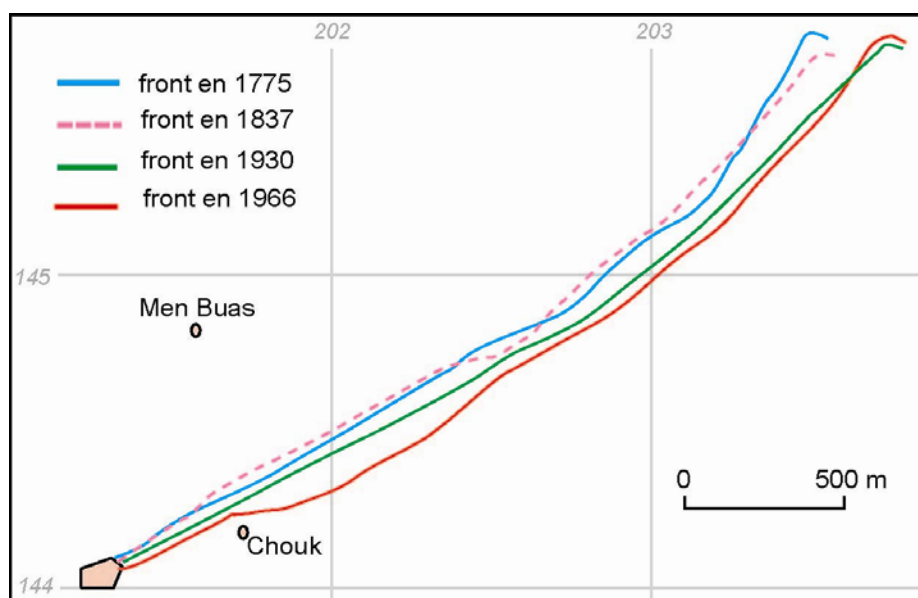


Figure 94 : Evolution du front du Sillon de Talbert entre 1775 et 1966 (Pinot, 1994).

2-2-2- Approche quantitative

L'approche quantitative, menée à partir des cartes anciennes, permet de dresser le bilan sédimentaire d'une vingtaine de flèches de galets en Bretagne au cours des deux derniers siècles. Dans ce point, nous présenterons successivement les résultats obtenus pour les flèches étudiées sur les façades septentrionale, occidentale et méridionale de Bretagne, tandis qu'un dernier point synthétisera l'ensemble des observations effectuées.

2-2-2-1- Façade septentrionale de Bretagne : les flèches du Linkin et le Sillon de Talbert

L'évolution centennale des flèches étudiées sur la façade septentrionale de Bretagne est marquée par le recul (figure 95). Sur le secteur du Linkin, l'érosion est estimée à $-18 \text{ m}^2/\text{m.l.}$ entre

1774 et 2002. Compte tenu de la période particulièrement longue sur laquelle la mobilité littorale a pu être retracée dans ce secteur (228 ans), cette valeur d'érosion apparaît relativement modeste et implique des vitesses de recul assez faibles, estimées à 8 cm/an en moyenne au cours de la période. La position d'abri, dont bénéficie la flèche du Linkin au fond de l'anse de Perros-Guirec, explique certainement la modestie des évolutions, lesquelles traduisent néanmoins un bilan sédimentaire déficitaire au cours des deux derniers siècles.

En comparaison, le recul du Sillon de Talbert est nettement plus rapide (figure 95). Entre 1831 et 2008, les pertes surfaciques sont estimées à $-138 \text{ m}^2/\text{m.l.}$ dans la partie médiane et à $-126 \text{ m}^2/\text{m.l.}$ dans la partie distale. Même si, dans le détail, la migration du cordon connaît de courtes phases d'accélération et de ralentissement en lien avec la fréquence et l'intensité des submersions marines comme nous le verrons ultérieurement, le recul reste relativement constant à une échelle de temps centennale. En témoigne la forte significativité des droites de régression dressées à partir des bilans surfaciques. Toutefois, les vitesses de recul ne sont pas identiques sur toute la longueur de la flèche. Le retrait est limité dans la partie proximale du cordon ($-0,25 \text{ m/an}$). Il est entrecoupé de courtes phases d'avancée en lien avec la dynamique dunaire. Les vitesses de recul sont les plus rapides dans la partie médiane de la flèche où elles atteignent $-0,86 \text{ m/an}$ entre 1831 et 2008. Enfin, dans la partie distale, le recul s'effectue à une vitesse moyenne de $0,74 \text{ m/an}$.

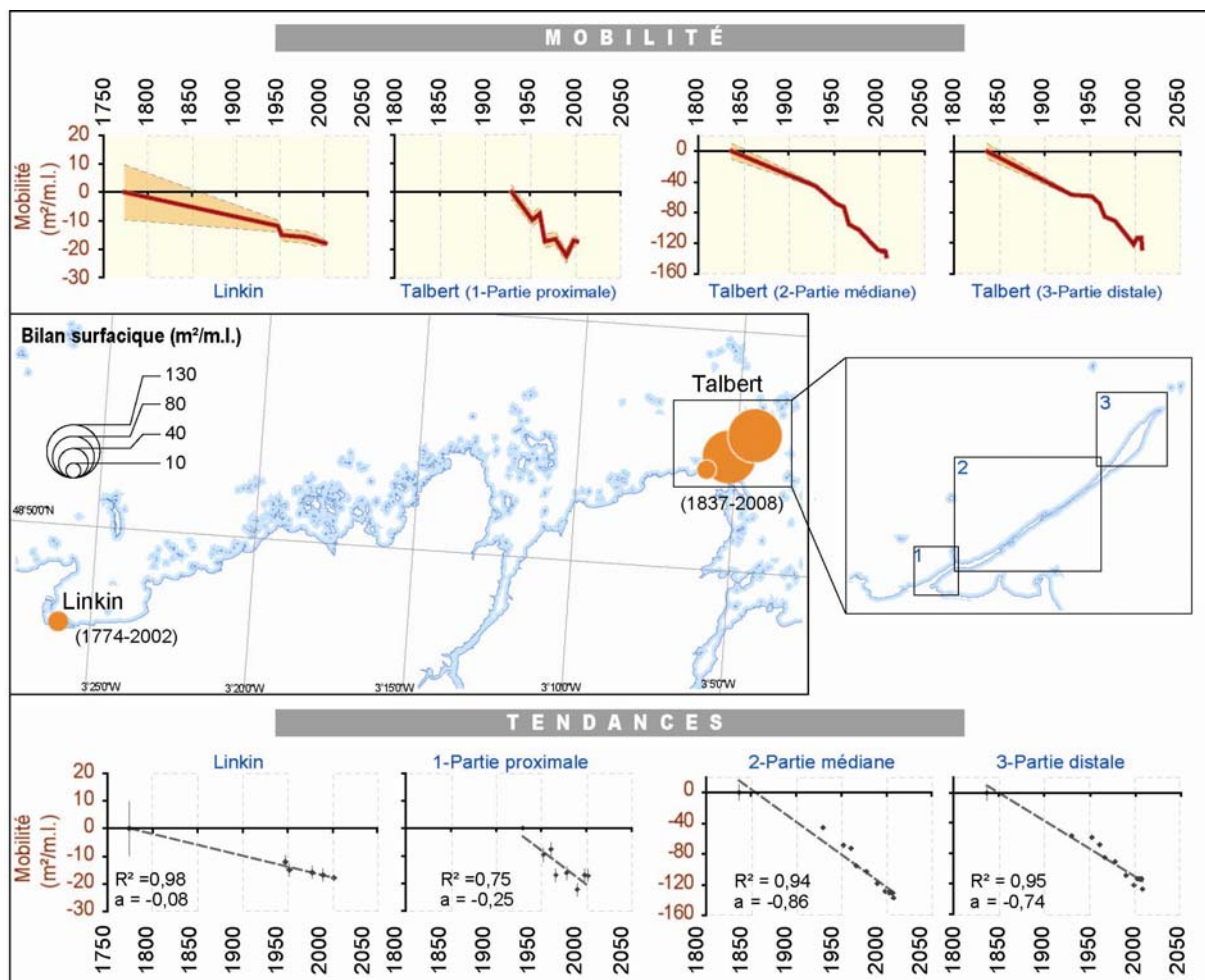


Figure 95 : Evolution centennale des secteurs du Linkin et du Sillon de Talbert.

2-2-2-2- Façade occidentale de Bretagne : les flèches de la rade de Brest

A l'exception de la flèche de Rosmélec, tous les secteurs étudiés en rade de Brest enregistrent un recul entre 1817 et 2006 (figure 96). Les cordons les plus touchés par l'érosion sont ceux de Mengleuz, de Saint-Jean, du Roz, du Bourg, du Faou et le sillon des Anglais. Les pertes surfaciques dépassent alors 20 m²/m.l. au cours de la période. Ailleurs, l'érosion est de moindre ampleur et les valeurs de recul doivent être interprétées avec beaucoup de précaution en raison des marges d'erreur liées à l'imprécision des cartes marines utilisées et aux traitements numériques dont elles ont fait l'objet. Ainsi, le bilan surfacique des flèches de Arun, du Renard, de Rosmélec, du Bindy et du sillon de l'Auberlac'h n'est pas véritablement significatif.

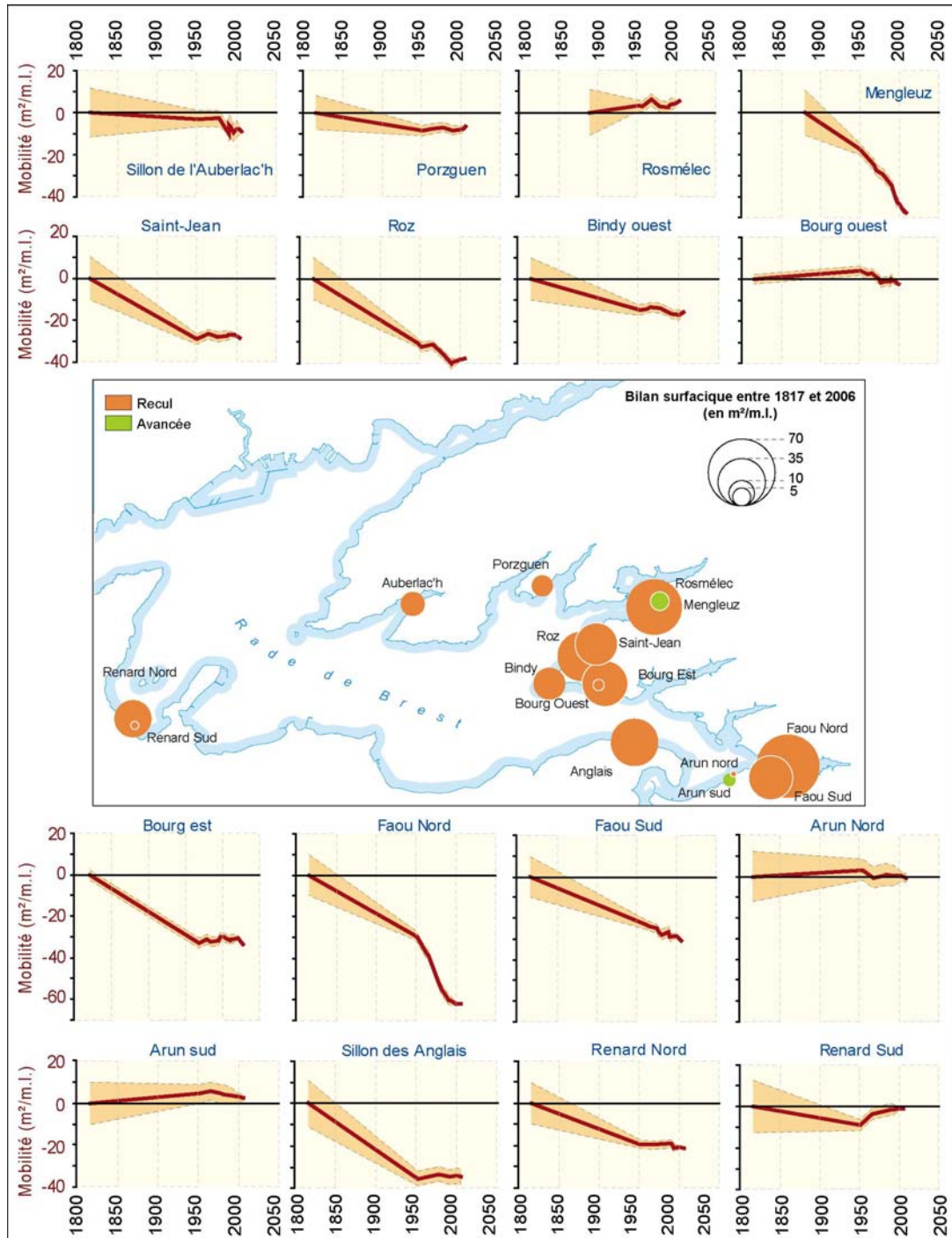


Figure 96 : Mobilité des flèches de galets de la rade de Brest entre 1817 et 2006.

Les tendances obtenues à partir des droites de régression montrent des vitesses de recul très variables d'un secteur à un autre en rade de Brest, mais relativement faibles dans l'ensemble (figure 97). La flèche de Mengleuz ainsi que la partie nord de la flèche du Faou présentent les vitesses de recul les plus importantes, estimées respectivement à 0,41 m/an et à 0,35 m/an. La flèche du Roz et le sillon des Anglais apparaissent ensuite comme les secteurs les plus mobiles avec des reculs de l'ordre de 0,2 m/an. Enfin, à quelques exceptions, tous les autres secteurs montrent des vitesses d'évolution ne dépassant pas quelques centimètres par an en moyenne. La faible mobilité des cordons est ici directement liée à la faiblesse des vagues en rade de Brest qui, nous le rappelons, dépassent rarement un mètre de hauteur et disposent, de ce fait, d'un pouvoir morphogène limité.

La figure 97 montre, par ailleurs, que la mobilité des flèches est assez variable dans le temps. Seuls, le cordon du Roz ainsi que la partie sud de la flèche du Faou montrent une évolution assez régulière. La flèche de Mengleuz et la partie nord de la flèche du Faou, en revanche, enregistrent une accélération du recul au cours des cinquante dernières années, tandis que, sur les secteurs du Bourg, du Renard et de Saint-Jean, le retrait des formes d'accumulation littorale connaît un ralentissement durant les dernières décennies.

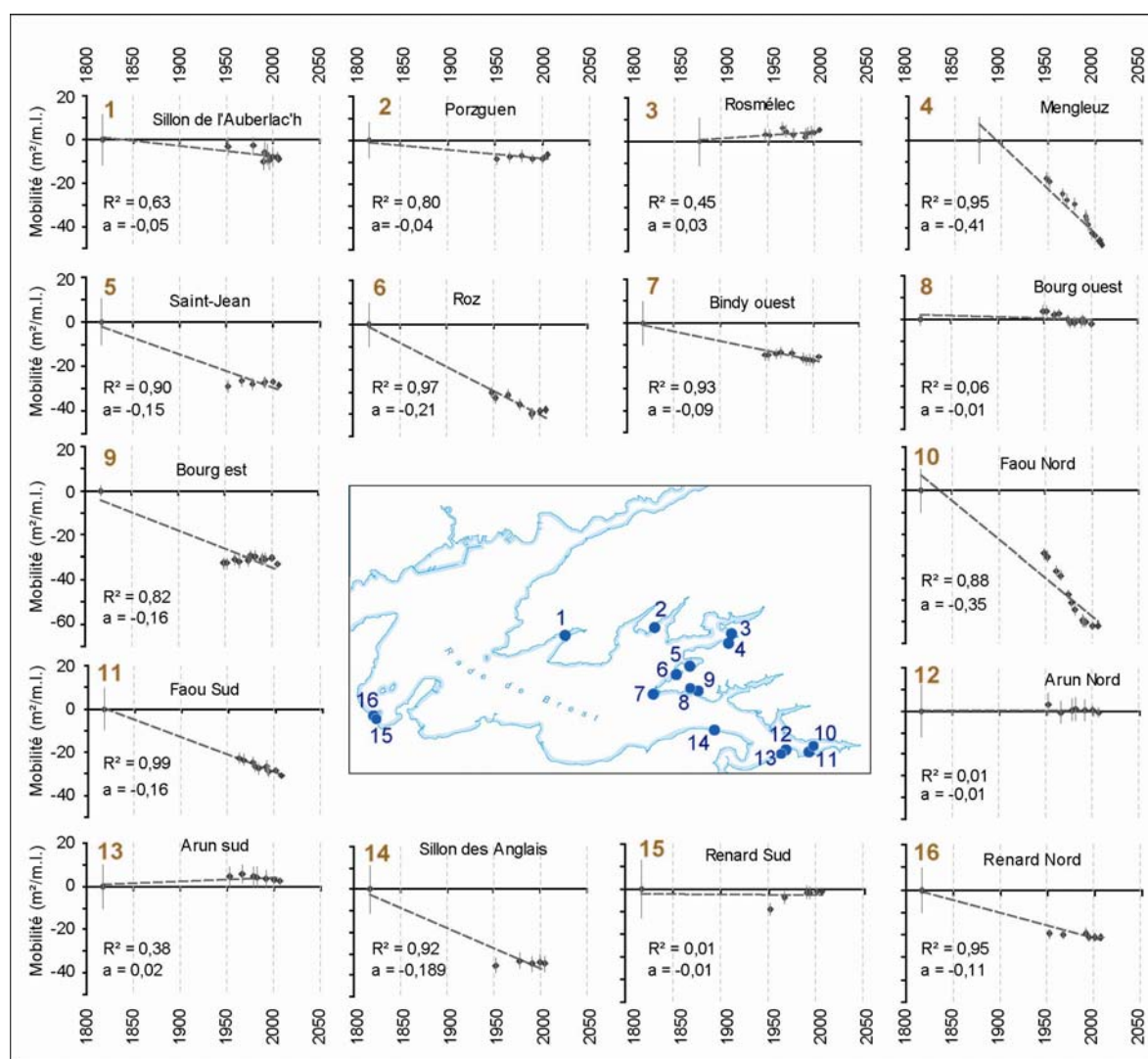


Figure 97 : Tendances d'évolution des flèches de galets de la rade de Brest entre 1817 et 2006.

2-2-2-3- Façade méridionale de Bretagne : les flèches de Dibenn et de Bétahon

Sur la façade méridionale de Bretagne, les bilans surfaciques calculés sur la période 1820-2004 dans le secteur de Dibenn et sur la période 1820-2005 dans l'anse de Bétahon témoignent également d'une mobilité littorale dominée par le recul (figure 98). Ces deux secteurs connaissent toutefois une évolution en deux temps.

Jusqu'au début des années 1950, le recul est rapide, dépassant 0,5 m/an sur la flèche de Dibenn et 0,17 m/an sur celle de Bétahon. Au cours des cinq dernières décennies, cette tendance se ralentit fortement sur le secteur de Dibenn où la flèche montre une relative stabilité. Les vitesses de recul avoisinent alors 0,04 m/an. Sur le secteur de Bétahon, une inversion de tendance est même observée à partir de 1952. La flèche de galets connaît alors une avancée s'effectuant à une vitesse moyenne de 0,25 m/an jusqu'à aujourd'hui.

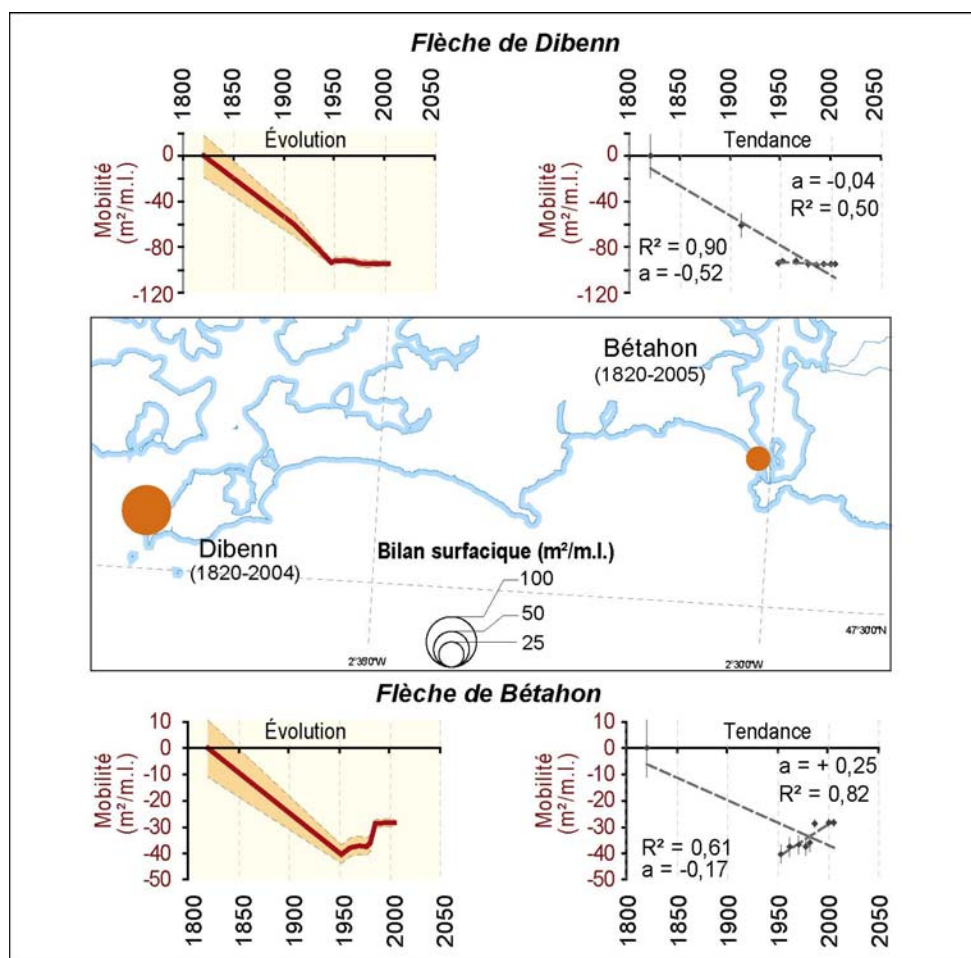


Figure 98 : Evolution centennale des secteurs de Dibenn et de Bétahon (Morbihan), d'après l'analyse des cartes anciennes.

2-2-2-4- Constat général à l'échelle régionale : une érosion généralisée des flèches de galets

Hormis la flèche de Rosmélec en rade de Brest, toutes les accumulations étudiées par le traitement numérique des cartes anciennes connaissent un recul au cours des deux derniers siècles. Certes, il convient de faire preuve de prudence dans l'interprétation des résultats obtenus à partir des documents anciens. Toutefois, ces résultats témoignent d'une situation d'érosion généralisée dont

nous évoquerons les causes possibles dans le troisième chapitre de cette partie. Notons enfin que les vitesses d'évolution sont assez variables d'un site à un autre et semblent en grande partie liées à l'énergie dont disposent les vagues pour mobiliser les sédiments de la taille des galets. Ainsi, les reculs restent, malgré tout, assez lents dans un milieu abrité comme la rade de Brest, tandis qu'ils sont nettement plus rapides dans les secteurs exposés à un fort hydrodynamisme comme le Sillon de Talbert.

2-3- Évolution des flèches de galets de Bretagne à l'échelle pluri décennale

L'analyse des photographies aériennes permet d'analyser la mobilité des flèches de galets au cours des soixante dernières années avec une meilleure fréquence temporelle que les cartes anciennes.

2-3-1- Bilan régional de soixante ans d'évolution des flèches de galets en Bretagne

2-3-1-1- Façade septentrionale de Bretagne : les flèches du Linkin et le Sillon de Talbert

L'évolution des deux flèches étudiées sur la façade septentrionale de Bretagne au cours des dernières décennies montre une situation assez contrastée (figure 99). La flèche du Linkin ne connaît qu'un faible recul entre 1948 et 2002, estimé à 9 cm/an, relevant d'une évolution par cannibalisation que nous étudierons ultérieurement.

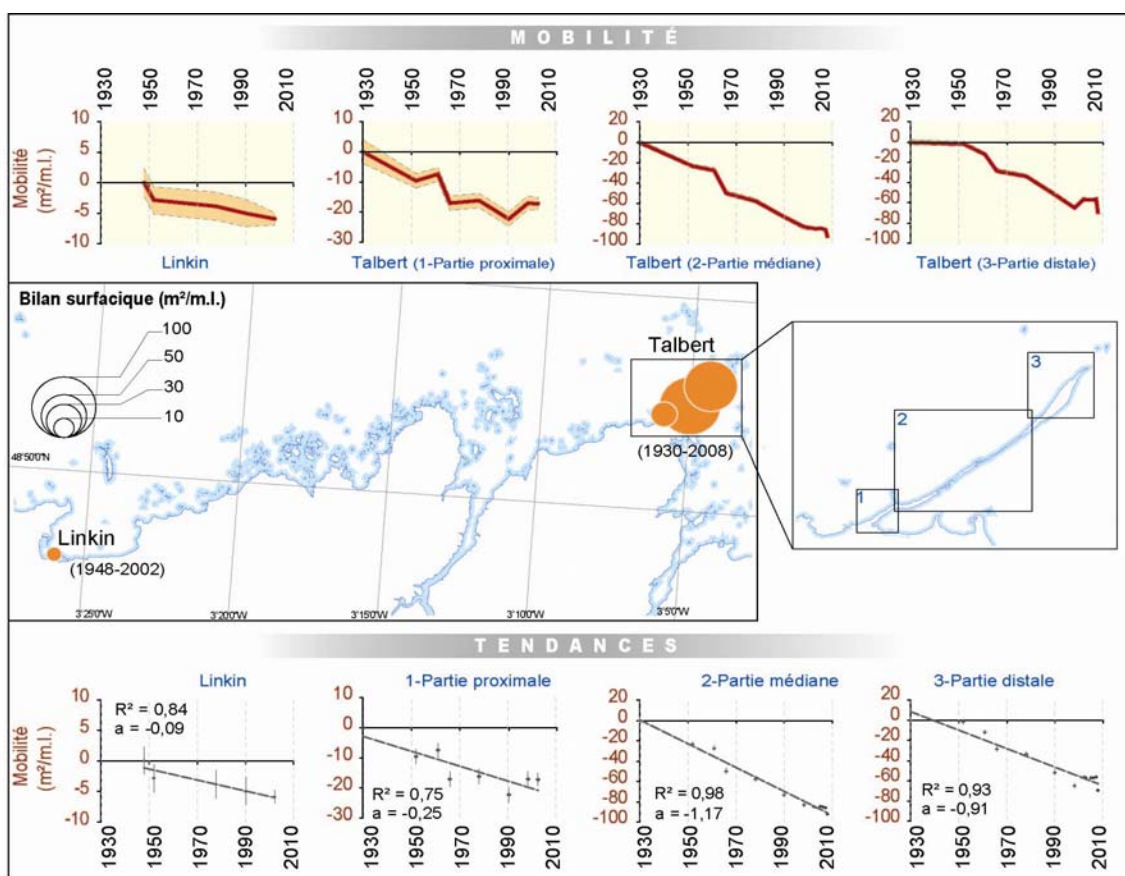


Figure 99 : Mobilité des flèches du Linkin et du Sillon de Talbert et tendances associées, déterminée d'après l'analyse des photographies aériennes.

Le Sillon de Talbert, en revanche, manifeste un retrait nettement plus rapide, pouvant dépasser 3 m/an durant certaines périodes. Ces phases d'accélération et de ralentissement du recul doivent être associées à la fréquence et l'intensité des épisodes de submersions marines affectant le cordon.

2-3-1-2- Façade occidentale de Bretagne : les flèches de la rade de Brest

En rade de Brest, la tendance au cours des dernières décennies est toujours à l'érosion des flèches de galets bien que quelques cordons enregistrent un gain sédimentaire (figure 100). Dans le détail, quatre types de comportements peuvent être distingués en fonction des rythmes et des modes d'évolution (figures 101 et 102).

Certains cordons connaissent un recul rapide et quasi-régulier sur l'ensemble de la période d'observation : flèches du Loc'h, de Mengleuz, du Faou et de Kersanton. Dans le cas de la flèche du Faou, les vitesses de recul atteignent 0,66 m/an entre 1948 et 2006.

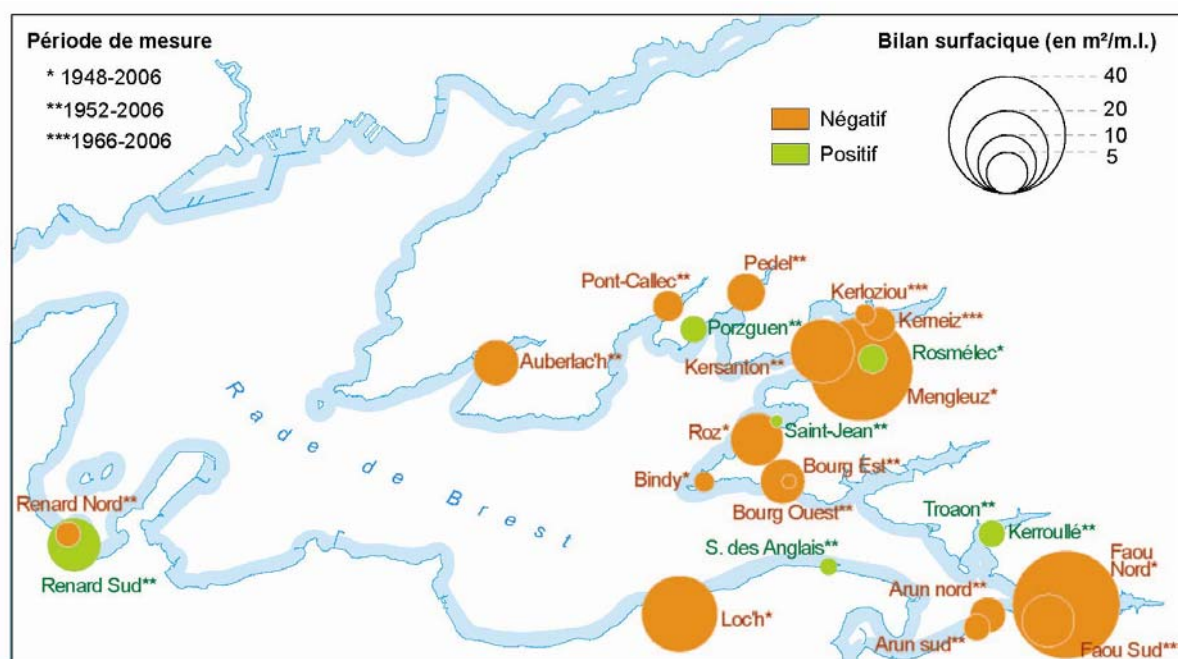


Figure 100 : Bilans surfaciques des flèches de galets de la rade de Brest, déterminés par traitement numérique des photographies aériennes.

D'autres montrent une succession de phases de recul, de stabilité et, dans certains cas, d'avancée : flèches de l'Auberlac'h, du Pédel, de Rosmélec, de Troaon et du Roz. Par conséquent, les tendances obtenues ne sont pas significatives ($R^2 < 0,1$).

Un grand nombre de flèches se caractérise par une très faible mobilité au point qu'il faille considérer les évolutions comme non significatives. Il s'agit des flèches de Saint-Jean, Kermeiz, Kerloziou, Porzguen, Pont-Callec, Bindy, Arun nord et sud, Kéroullé, bourg est, Renard nord.

Enfin, un seul cas d'avancée est à noter : la flèche du Renard sud enregistre une progradation estimée à 14 cm/an, liée à la présence d'un muret de protection empêchant le cordon de reculer.

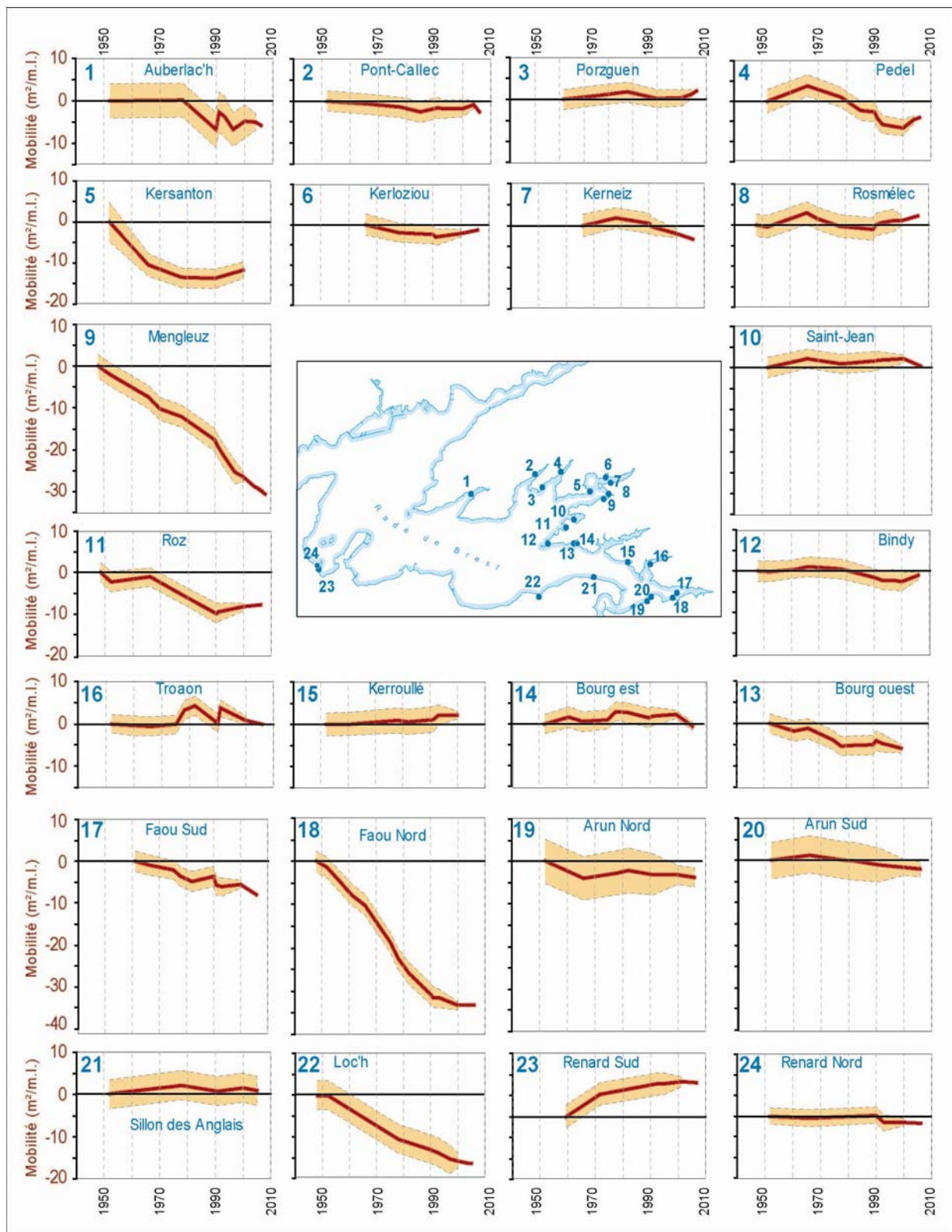


Figure 101 : Evolution du bilan surfacique des flèches de galets de la rade de Brest au cours des dernières décennies.

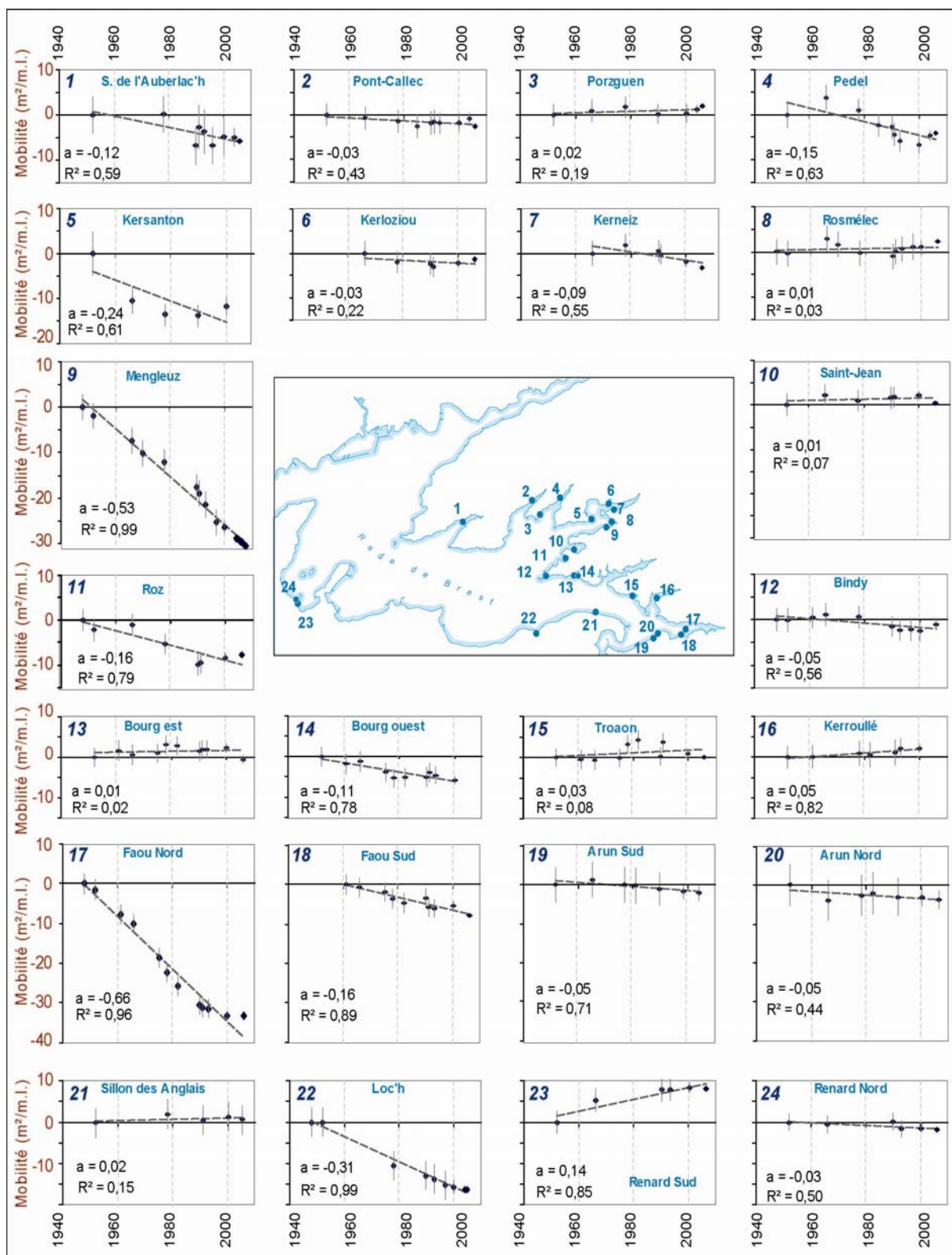


Figure 102 : Tendence d'évolution des flèches de galets de la rade de Brest au cours des dernières décennies.

2-3-1-3- Façade méridionale de Bretagne : les flèches de Dibenn et de Bétahon

Sur la façade méridionale de Bretagne, les deux flèches étudiées présentent également des situations contrastées (figure 103). Comme nous l'avons noté précédemment, la flèche de Dibenn montre une certaine stabilité au cours des cinquante dernières années, en partie liée à la pose d'une digue frontale en enrochements ayant stoppé localement le recul de l'accumulation. Ces résultats cachent néanmoins un processus de cannibalisation sur lequel nous reviendrons par la suite.

En revanche, la flèche de Bétahon enregistre une tendance à l'engraissement. La végétation sommitale connaît une avancée estimée à 0,25 m/an en moyenne au cours des cinquante dernières années. L'avancée est particulièrement importante entre 1981 et 1986, liée à l'accolement d'une dune bordière en avant du massif dunaire préexistant au sommet de la flèche. Depuis sa mise en place, cette avant-dune n'a pas connu d'évolution significative jusqu'à aujourd'hui.

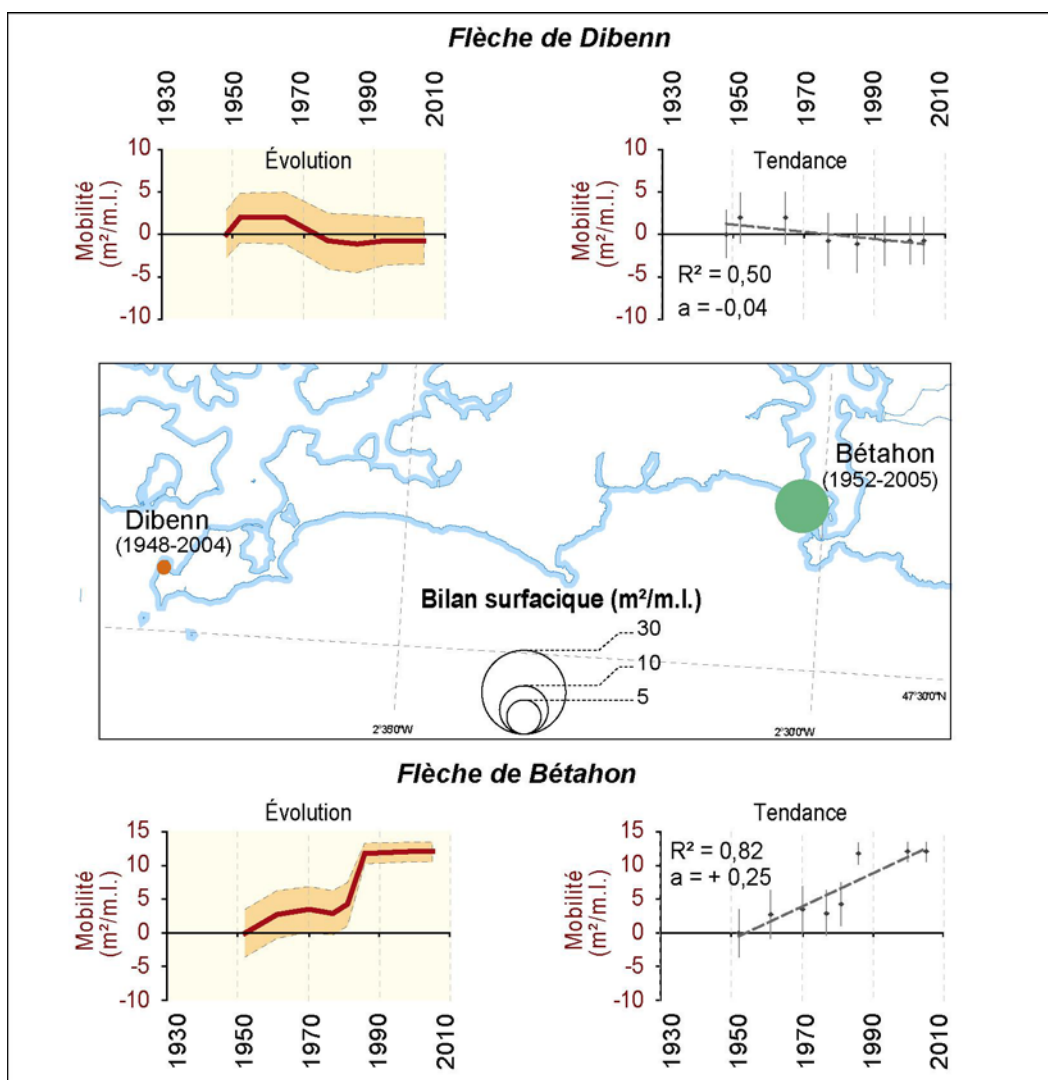


Figure 103 : Bilans surfaciques et mobilité des secteurs de Dibenn et de Bétahon au cours des dernières décennies d'après l'analyse des photographies aériennes.

2-3-2- Périodicité

Il est intéressant de noter qu'il n'existe pas de périodes de recul ou d'avancée communes à toutes les flèches de galets étudiées à l'échelle des dernières décennies. Chaque accumulation évolue à son propre rythme et connaît des phases d'évolution différentes dans le temps, en fonction de facteurs morphogéniques qui lui sont propres. Cette absence de synchronisme tient principalement à la grande diversité des conditions d'exposition de l'ensemble des sites d'étude dont nous devons tenir compte lors de notre analyse des épisodes morphogènes, dans le second chapitre de cette partie.

Cela vaut également pour les sites étudiés en rade de Brest, pourtant peu distants les uns des autres. Ici, l'orientation des vents lors des tempêtes joue un rôle essentiel en contrôlant la longueur de fetchs et, par conséquent, la puissance des vagues à la côte. Chaque secteur étant exposé à des longueurs de fetch différentes, un même événement tempétueux génère des vagues de hauteur variable d'un endroit à un autre de la côte, et affecte de façon différenciée l'ensemble des formes d'accumulation littorale.

2-3-3- Erosion des flèches de galets à l'échelle régionale : une situation plus nuancée

Si, à l'échelle centennale, les flèches étudiées montrent une tendance nette au recul, l'analyse de leur mobilité au cours des dernières décennies conduit à nuancer légèrement ce constat. En rade de Brest, un grand nombre de flèches sont en équilibre au cours des cinquante dernières années et, dans certains cas, enregistre un gain sédimentaire. La flèche de Bétahon, sur la façade méridionale de Bretagne, connaît, elle aussi, une avancée significative. Ces données masquent toutefois des phénomènes d'érosion qui ne peuvent être appréhendés qu'à travers l'étude de la cinématique littorale. Nous insisterons donc sur ce point dans la troisième partie de ce chapitre.

2-4- Conclusion partielle

L'analyse de l'évolution à moyen terme des flèches de galets de Bretagne s'est appuyée sur un important travail d'acquisition et de traitement de données cartographiques et photographiques permettant la mise en évidence d'une situation d'érosion généralisée à l'échelle régionale au cours des deux derniers siècles. Ainsi, toutes les accumulations étudiées par le traitement numérique des cartes anciennes ont manifesté un recul, à l'exception de la flèche de Rosmélec en rade de Brest. Cette tendance à l'érosion semble refléter un contexte de pénurie en matériel grossier sur les côtes de Bretagne. Cette question sera approfondie dans le troisième chapitre de cette partie en examinant le rôle des forçages anthropiques et météo-marins, ainsi que celui des apports récents en matériel sédimentaire dans l'évolution des flèches de galets.

L'analyse des seules photographies aériennes prises au cours des soixante dernières années apporte toutefois quelques nuances à ce constat. Ainsi, en rade de Brest, de nombreuses flèches n'ont pas connu d'évolution significative durant les dernières décennies. Quelques-unes ont même enregistré un gain sédimentaire (e.g. Renard sud). Sur la façade méridionale de Bretagne, la flèche de Bétahon a également connu une avancée significative, estimée à 0,25 m/an entre 1952 et 2000. Il est possible que la présence de sources sédimentaires encore actives par endroit puisse expliquer les tendances constructives observées sur certaines des flèches étudiées.

3- Les comportements morphodynamiques des flèches de galets à moyen terme

Dans le point précédent, nous avons étudié les variations du bilan sédimentaire des flèches de galets à partir des bilans surfaciques sans tenir compte de la cinématique des formes dont l'analyse est essentielle pour appréhender, dans le détail, l'évolution d'un secteur côtier. Le traitement numérique des cartes anciennes et des photographies aériennes nous a permis de déterminer les positions successives du trait de côte au cours du temps. La superposition de ces différents traits de côte met en évidence des variations en plan des flèches littorales et permet de distinguer les différents comportements morphodynamiques à moyen terme.

Les travaux menés sur les rivages de la Nouvelle-Ecosse (Canada) par R.W.G. Carter, D.L. Forbes, J.D. Orford, et S.C Jennings, se sont attachés à restituer, sur une échelle de temps pluri décennale, l'évolution d'une multitude de cordons de galets aux morphologies très variées. Après plus de dix années de recherche qui furent particulièrement prolifiques en terme de publications scientifiques, les auteurs ont pu établir une typologie des comportements morphodynamiques sur les cordons étudiés. Une réflexion fut également menée sur les facteurs contrôlant l'évolution des cordons littoraux à moyen terme. Les rôles respectifs du niveau marin, des apports sédimentaires, du régime des vagues, de la topographie de l'avant-côte, de l'organisation des assemblages sédimentaires, des processus d'auto-organisation furent analysés et mis en relation avec les variations morphologiques observées, au sein de modèles conceptuels. Orford *et al.* (1996) distinguent ainsi quatre étapes dans l'évolution des cordons de galets de Nouvelle-Ecosse, lesquels connaissent successivement une phase de genèse/croissance, de consolidation, de rupture/démantèlement, et enfin de reformation. A chacune de ces étapes est associée une morphologie particulière, caractérisée par une plus ou moins grande mobilité et contrôlée par un ensemble de processus. Selon les auteurs, ces modèles n'ont pas prétention à être universels car ils sont élaborés sur la base d'observations réalisées dans un environnement littoral particulier. Par ailleurs, ils ne concernent pas spécifiquement les flèches à pointe libre. Ils offrent cependant un support intéressant à notre réflexion et, dès lors que les comportements morphodynamiques sont reconnus sur chacun de nos sites d'étude, ils apportent des éléments de réponse par rapport à nos interrogations premières concernant les variations du bilan sédimentaire.

Après avoir rappelé les principes permettant d'établir une typologie des comportements morphodynamiques des flèches de galets, nous présenterons la cinématique des cordons en cours de consolidation, de stabilité et de cannibalisation à travers quelques études de cas. Enfin, l'évolution des flèches en cours de rupture sera également détaillée.

3-1- Typologie des comportements morphodynamiques des flèches de galets

3-1-1- Principe d'orientation des flèches de galets

L'évolution des flèches de galets ne peut être correctement interprétée sans que soit rappelée, au préalable, la distinction fondamentale entre les cordons littoraux allongées dans le sens des vagues incidentes (*drift-aligned barrier* que nous nommerons « type DAB »), c'est-à-dire en position de fuite, et les cordons faisant front aux directions dominantes des vagues (*swash-aligned barrier* que nous appellerons « type SAB ») (figure 104). Les différences d'évolution morphologique entre ces deux catégories de formes d'accumulation littorales ont été mises en évidence depuis fort longtemps par Zenkovitch (1960, 1967), Davies (1972) et, plus récemment par Orford *et al.* (1996), ces auteurs s'intéressant à la fois aux cordons accrochés à leurs deux extrémités et aux flèches à pointe libre.

Dans le cas de la première famille de cordons, la mobilité est déterminée par l'équilibre entre, d'une part, la capacité de transport sédimentaire dont disposent les vagues incidentes, et, d'autre part, le volume de sédiments disponible le long de la côte pour satisfaire ce transport. Davies (1972) reconnaît dans les cordons en position de fuite (type DAB) des formes en accrétion, au sein desquelles les apports sédimentaires provenant de l'amont-dérive sont suffisants pour satisfaire le potentiel de transport longitudinal. Il convient, par ailleurs, d'ajouter que le transit sédimentaire sera d'autant plus significatif que les vagues abordent le rivage avec une certaine obliquité. Dans ces conditions, la forme d'accumulation tend alors à s'allonger dans le sens des vagues incidentes. Les cordons faisant front aux vagues (type SAB), en revanche, sont associés à une pénurie sédimentaire. Les apports sédimentaires n'étant plus suffisants, les vagues remobilisent le matériel accumulé à l'une des extrémités de la plage et le transportent vers l'autre extrémité. Cette cannibalisation amène progressivement le cordon à se disposer perpendiculairement aux vagues incidentes, réduisant ainsi la capacité de transport par les vagues qui abordent le cordon avec une moindre obliquité. A la longue, cet ajustement conduit à un état d'équilibre dans lequel le transport longitudinal est nul en tout point du cordon. Cette évolution morphologique s'achève une fois que les vagues incidentes sont suffisamment réfractées pour que le déferlement se produise simultanément sur toute la longueur de l'accumulation.

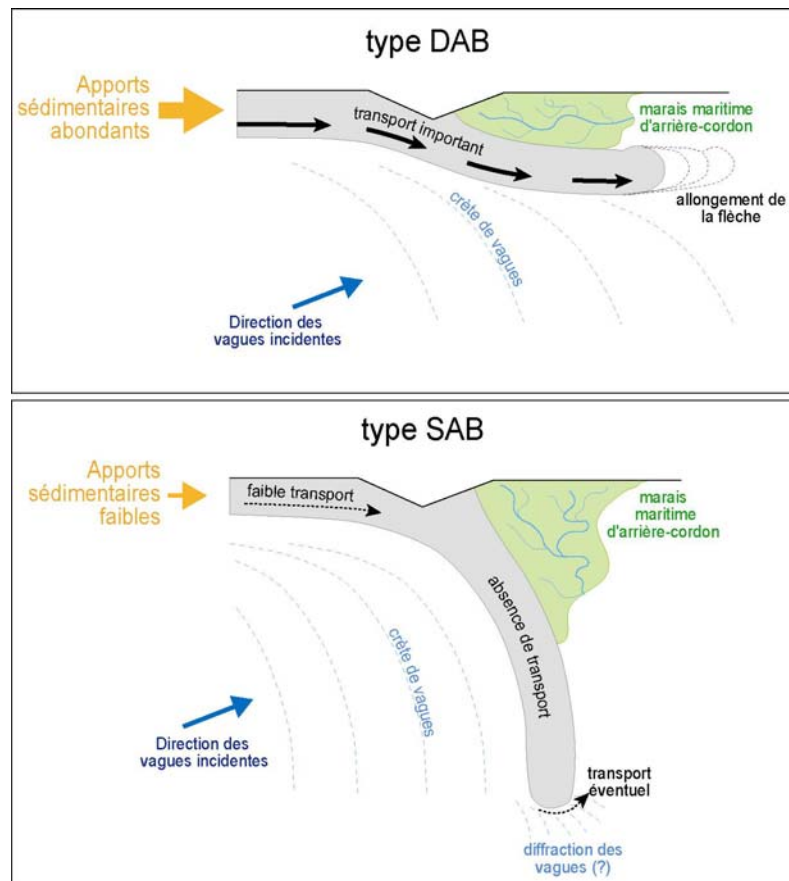


Figure 104 : Caractéristiques morphodynamiques des flèches de type DAB et SAB.

Dans le cas des flèches à pointe libre, le principe que nous venons de décrire est également valable avec toutefois quelques nuances. Bien que cela n'ait jamais été étudié en détail, il n'est pas certain que cet état d'équilibre puisse être atteint par toutes les flèches littorales. La simple présence d'une extrémité libre, autour de laquelle les vagues sont diffractées et réfractées, favorise un transport longitudinal sur une certaine longueur du cordon et induit nécessairement une tendance à l'alignement

dans le sens des vagues incidentes. Le parfait alignement perpendiculaire aux vagues n'est atteint que sur quelques flèches où la faiblesse des vagues limite probablement les effets de la diffraction et de la réfraction sur la pointe des accumulations.

Dans l'ensemble, il est assez aisé de classer les flèches de galets de Bretagne dans l'une ou l'autre de ces catégories (figure 105). Quelques flèches cependant se présentent sous une forme mixte, soit parce qu'elles comportent des portions orientées dans le sens des vagues incidentes, et d'autres leur faisant front (e.g. Sillon des Anglais, Linkin), soit parce qu'elles n'ont pas atteint pleinement l'état d'équilibre des cordons de type SAB et qu'elles restent dominées par un transport longitudinal, sans pour autant être rigoureusement alignées dans le sens des vagues (e.g. Loc'h de Landévennec, Bétahon).

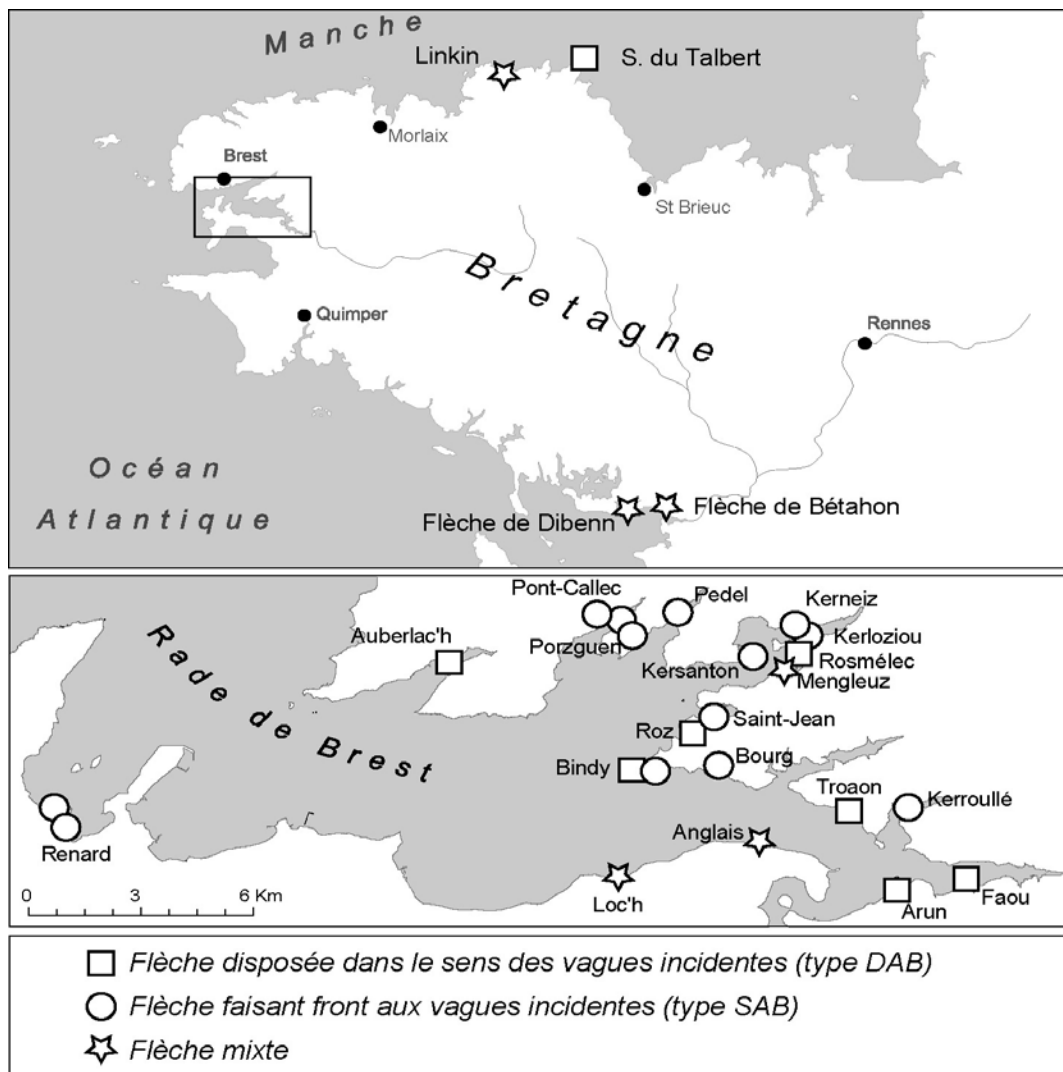


Figure 105 : Orientation des flèches de galets de Bretagne par rapport aux directions dominantes des vagues incidentes.

3-1-2- Une phase transitoire : la cannibalisation

La cannibalisation apparaît comme une phase transitoire par laquelle s'effectue un changement dans l'orientation générale d'une flèche par rapport aux vagues incidentes. Si l'on applique le concept de cellule hydro-sédimentaire à l'échelle d'une flèche en cours de cannibalisation, il est possible de

distinguer une zone source qui contribue à l'alimentation en sédiments, une zone au bilan sédimentaire plus ou moins stable le long de laquelle s'effectue le transit, et enfin un secteur d'accumulation.

Orford *et al.* (1996) distinguent deux échelles de cannibalisation. La macro-cannibalisation affecte toute la longueur de la flèche et entraîne l'apparition de deux segments longitudinaux évoluant de façon opposée, à savoir une unité proximale en érosion et une unité distale en accrétion. La poursuite à long terme de ce processus aboutit, d'une part, à une concavité de plus en plus marquée de la portion en érosion et, d'autre part, à la migration du fulcrum dans le sens du transit sédimentaire dominant (figure 106). Plus la diminution des apports longitudinaux est accusée, plus le fulcrum migre vers la pointe de la flèche. Avec le temps, les vitesses d'érosion et d'accrétion tendent à diminuer à mesure que le trait de côte adopte une orientation perpendiculaire aux vagues incidentes.

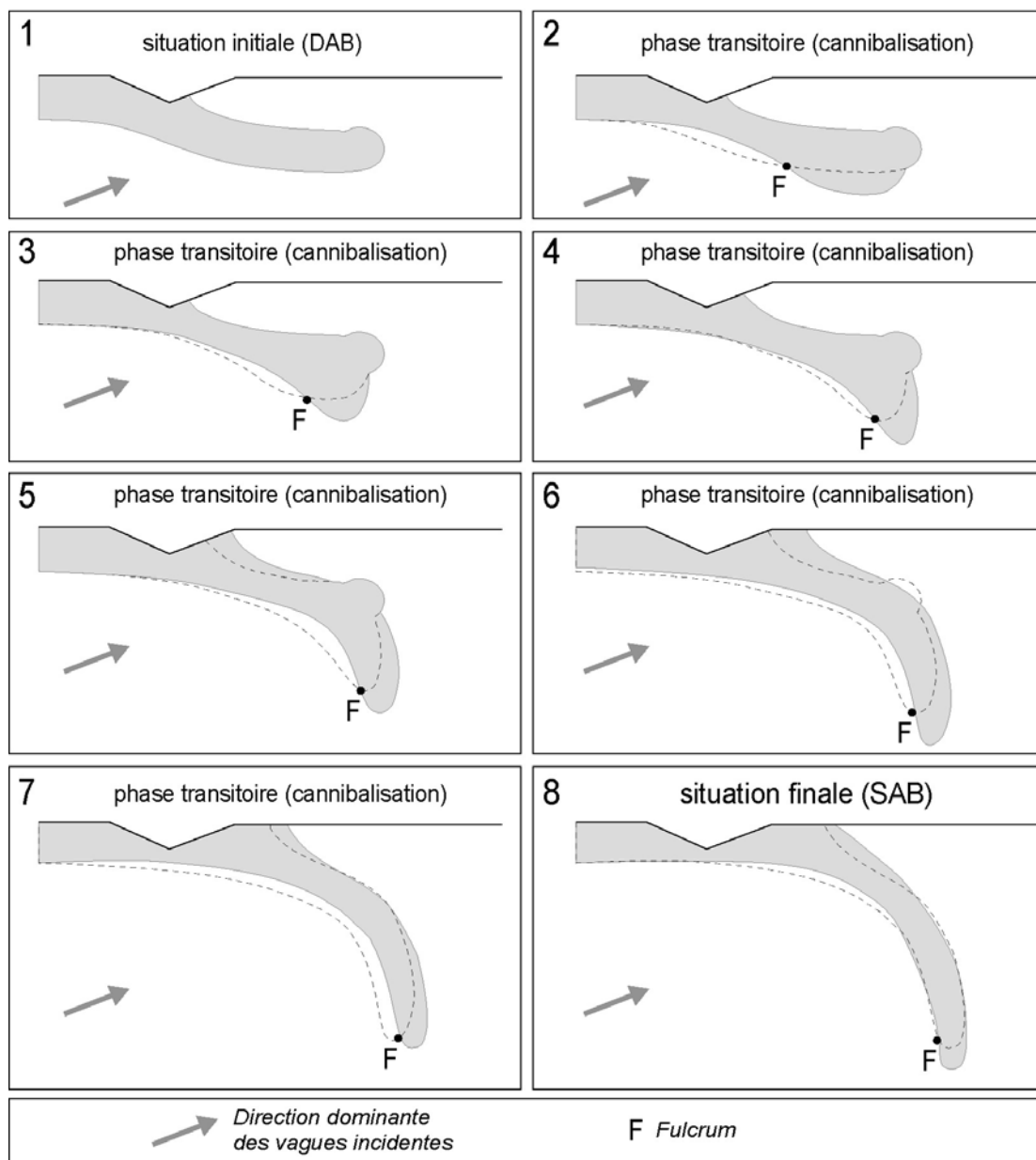


Figure 106 : Séquence d'évolution morphologique d'une flèche de type DAB vers une flèche de type SAB.

La micro-cannibalisation affecte une ou plusieurs portions d'une même flèche et implique l'apparition de sous-cellules d'érosion et d'accrétion le long du cordon (figure 107). Ce type d'évolution aboutit le plus souvent à une sinuosité de plus en plus marquée des cordons et peut conduire à terme à l'ouverture de brèches au sein de l'accumulation. L'apparition de ces sous-cellules s'explique le plus souvent par des variations longitudinales dans les vitesses de transport sédimentaire. Les zones d'érosion correspondent alors aux secteurs d'accélération du transit, tandis que les zones d'accrétion sont liées à un ralentissement du transfert sédimentaire.

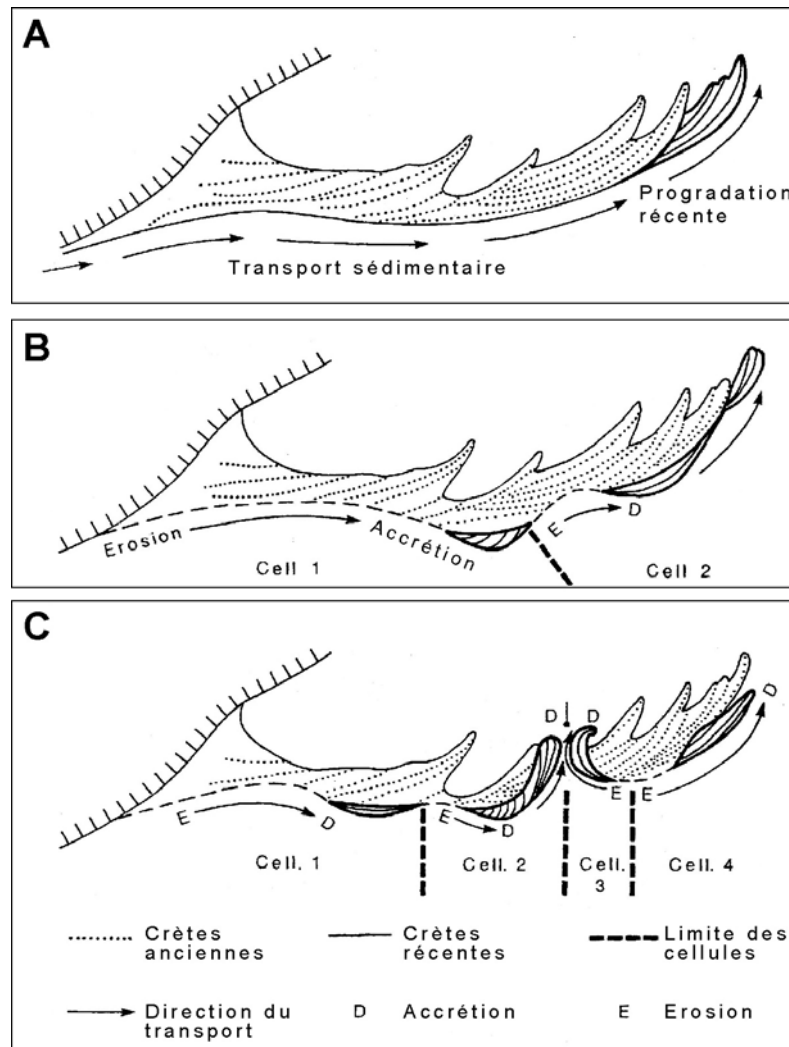


Figure 107 : Séquence schématique d'évolution d'une flèche par micro-cannibalisation (d'après Orford *et al.*, 1996)

3-1-3- Les étapes de développement morphologique des cordons

Le modèle conceptuel développé par Orford *et al.* (1996) envisage l'évolution morphologique des cordons de galets selon quatre étapes : la phase de genèse et de croissance, la phase de consolidation, la phase de rupture et de démantèlement, la phase de reformation. Les auteurs précisent que ces différentes étapes ne constituent pas une séquence de développement et ne se succèdent pas nécessairement dans le temps. En outre, certaines portions d'une même accumulation peuvent connaître simultanément une phase de croissance tandis que d'autres sont en voie de

démantèlement. Le principal intérêt de ce modèle est de faciliter l'interprétation des évolutions observées, en associant le comportement morphodynamique des formes à une série de facteurs tels que les variations des apports sédimentaires, les fluctuations du niveau marin ou encore l'impact morphologique des tempêtes.

La genèse et la croissance des flèches se chevauchent dans le temps. Elles supposent une augmentation importante des apports sédimentaires. Au cours de ces deux étapes, les flèches tendent à s'orienter dans le sens des vagues incidentes (type DAB). Les cordons concernés présentent généralement une succession de crêtes sommitales de faible hauteur. En Nouvelle-Ecosse, ces phases sont associées à une élévation relative du niveau marin suffisamment rapide pour permettre l'attaque par les vagues de nouvelles portions de falaises et la libération de volumes sédimentaires importants à la côte (Orford *et al.*, 1996).

La période de consolidation débute par un changement dans l'orientation générale des flèches par rapport aux vagues incidentes. Les cordons tendent à se cannibaliser et à se disposer perpendiculairement aux vagues. Cette tendance suppose une réduction des apports sédimentaires. Les cordons présentent le plus souvent une seule crête, plus haute que précédemment et soumise occasionnellement à la submersion marine.

La phase de rupture est marquée par une mobilité importante des cordons de galets qui connaissent, dans un premier temps, un faible *rollover* lié à l'action de la submersion marine. Durant cette étape, les épisodes météo-marins extrêmes jouent un rôle important en provoquant une remobilisation complète des cordons. Progressivement, le processus de *rollover* s'accélère tandis que peuvent se développer des cellules de micro-cannibalisation. L'étape finale de cette évolution est le démantèlement des cordons lesquels finissent par se rompre dans leur partie proximale et par former des îlots mobiles avant de s'étaler sous la forme de bancs découvrant à basse mer. Ces bancs sont susceptibles de migrer vers le rivage et permettre la reformation d'un nouveau cordon.

Parmi les secteurs littoraux étudiés en Bretagne, seule la flèche du Loc'h de Landévennec illustre la phase de genèse et de croissance d'un cordon au cours des deux derniers siècles, comme nous avons pu le constater précédemment. En dehors de ce cas particulier, toutes les flèches étudiées sont en cours de consolidation ou de rupture. Aussi, nous présenterons successivement ces deux phases du développement morphologique des flèches de galets en les illustrant uniquement par l'évolution des secteurs les plus représentatifs.

3-2- Les cordons en phase de consolidation, de stabilité et de cannibalisation

3-2-1- La flèche de Bétahon : un cas de consolidation et d'engraissement

La flèche de Bétahon enregistre un recul important entre 1820 et 1952 dans sa partie proximale et médiane, tandis que sa pointe tend à se raccourcir d'une cinquantaine de mètres (figure 108). Après 1952, la flèche connaît une avancée de 12 m en moyenne de son front de végétation jusqu'en 2000. Cet engraissement s'effectue principalement entre 1981 et 1986 et se traduit, sur le terrain, par la mise en place d'une dune bordière s'accolant au massif dunaire préexistant. Cette évolution est le signe d'une bonne alimentation sédimentaire traduisant une phase de consolidation de la flèche littorale.

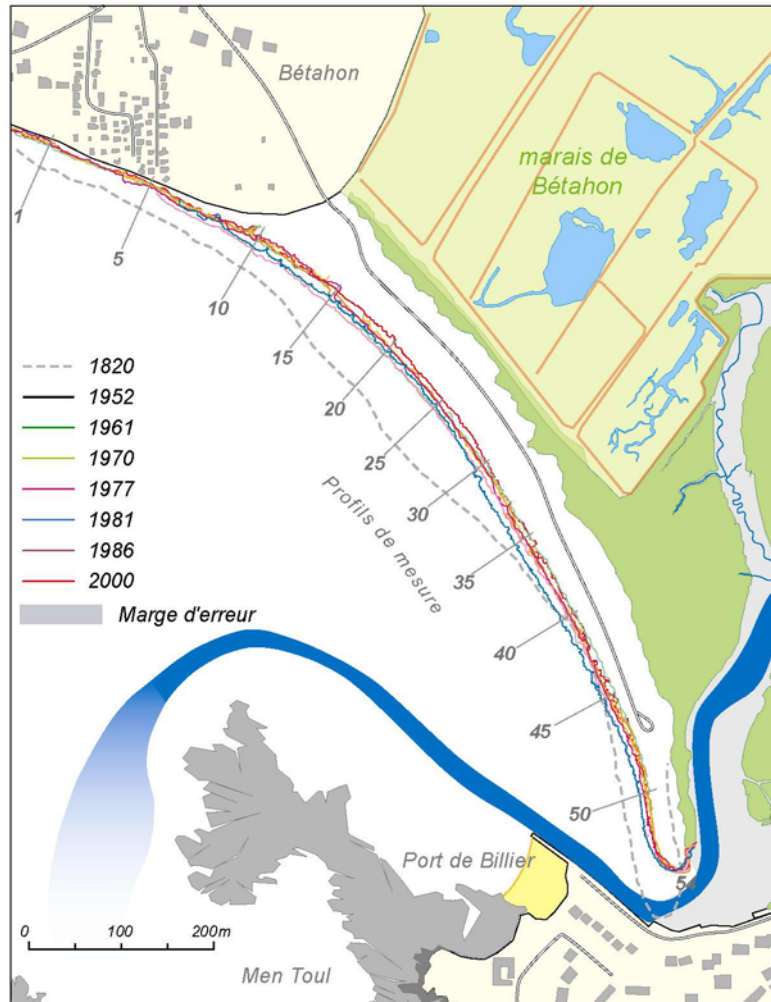
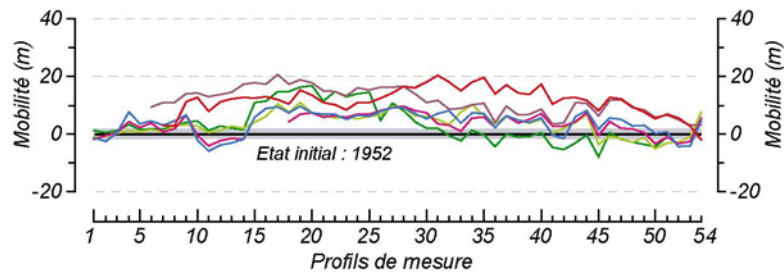


Figure 108 : Cinématique de la flèche de Bétahon entre 1820 et 2000.

3-2-2- Stabilité des flèches de fond de ria en rade de Brest : le cas des flèches de Kerroulé, Porzguen, Pont-Callec, Kerloziou et Kerneiz

Cinq des flèches que nous avons étudiées montrent une mobilité si réduite qu'elle est difficilement quantifiable par l'analyse diachronique des photographies aériennes. Toutes ces formes d'accumulation sont situées en rade de Brest et se sont mises en place dans des secteurs où l'énergie des vagues est d'une extrême faiblesse. Il s'agit des flèches de Kerroulé, Porzguen, Pont-Callec, Kerloziou et Kerneiz, localisées sur les rives des rias orientales de la rade. L'évolution de ces flèches sera abordée à travers deux exemples particulièrement représentatifs : la flèche de Porzguen et celle de Keroullé. Les figures présentées dans ce point comportent une rose des vagues de manière à rendre compte de la faiblesse de l'hydrodynamisme dans ces secteurs côtiers.

3-2-2-1- La flèche de Porzguen

La flèche de Porzguen s'est mise en place à l'entrée de l'estuaire de Penfoul dans un léger rentrant de la côte. Elle est l'une des plus stables que nous avons étudiées (figure 109A). En 1817, elle présente la même morphologie qu'actuellement et se situe à une position grossièrement identique à l'actuelle. L'absence d'évolution significative se traduit, sur le terrain, par le développement d'une végétation arborée au sommet de l'accumulation. Entre 1952 et 2006, le recul et l'avancée du front de végétation sommitale sont le plus souvent inférieurs à 2 m (figure 109C). Il est donc difficile de déterminer si cette mobilité apparente est liée aux processus d'érosion et d'accrétion ou si elle est le fait des erreurs inhérentes au traitement numérique des photographies aériennes. Cette stabilité s'explique par le faible hydrodynamisme de ce secteur littoral. Quelle que soit leur force ou leur direction, les vents locaux sont incapables de générer des vagues d'une hauteur nettement supérieure à 10 cm, en raison de la faible longueur de fetch (figure 109B). En outre, les vents soufflant en direction de la flèche littorale sont peu fréquents et les calmes représentent 63 % des données. Par le passé, la flèche de Porzguen devait se trouver dans une position légèrement plus avancée sur l'estran. Des conditions d'abri moins prononcées qu'aujourd'hui ont sans doute permis, dans un premier temps, son allongement vers le nord. Puis, le recul de l'accumulation vers l'est a progressivement réduit son degré d'exposition aux vagues les plus morphogènes.

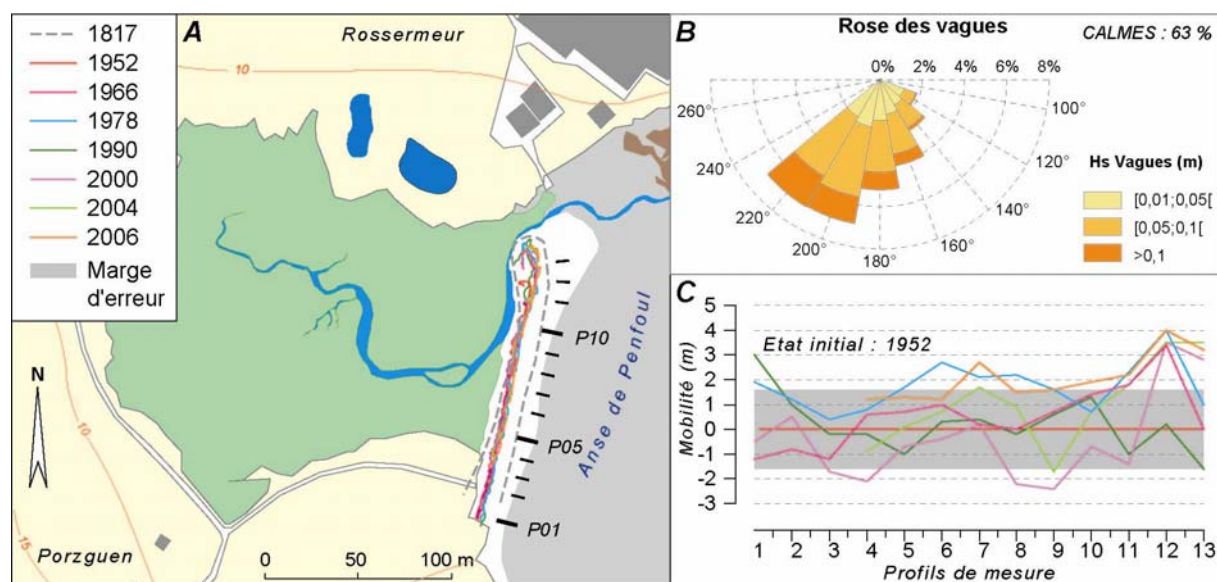


Figure 109 : A. Cinématique de la flèche de Porzguen entre 1817 et 2006. B. Rose des vagues dans le secteur de Porzguen. C. Evolution du front de végétation par rapport à sa position en 1952.

3-2-2-2- La flèche de Keroullé

La flèche de Keroullé montre une situation semblable à celle observée sur le site de Porzguen. Cette accumulation s'allonge en direction du nord-est vers l'intérieur d'un petit estuaire appelé l'anse de Keroullé. L'ampleur des évolutions mesurées entre 1952 et 2000 le long de la flèche est étroitement corrélée avec le degré d'exposition aux vagues (figure 110A). Ainsi, la mobilité tend à diminuer progressivement de la racine vers la pointe à mesure que les conditions d'abri se renforcent (figure 110C). Seul l'enracinement de la flèche connaît une évolution significative au cours des cinquante dernières années. Elle se traduit par une avancée d'environ 5 m du front de végétation sur le haut de plage. Toutefois, cette progradation n'est pas liée à un apport de sédiments provenant de l'amont dérive mais à la colonisation progressive du haut de plage par les espèces halophiles qui

tendent à recouvrir presque entièrement le stock sédimentaire accumulé au sein de la flèche. L'avancée de ce tapis végétal résulte d'une mobilité de plus en plus réduite des sédiments du haut de plage qui permet l'installation d'une végétation pérenne.

La flèche de Keroullé se trouve désormais dans une position d'abri particulièrement prononcée. Elle est uniquement exposée aux vents de sud-ouest qui sont les seuls à pouvoir générer des vagues en direction de la flèche (figure 110B). Or, ces vents ne représentent que 22 % des vents au cours de l'année et disposent de très faibles longueurs de fetch. La hauteur des vagues est donc le plus souvent inférieure à 10 cm. Dans ce secteur, la dynamique morphosédimentaire est donc caractérisée par la rareté et la faiblesse des vagues abordant le rivage et nécessite d'être appréhendée sur un pas de temps relativement long, au cours duquel le transport sédimentaire s'effectue de façon épisodique à l'occasion de rares événements météo-marins, entrecoupés de longues phases de stabilité durant lesquelles domine la dynamique propre à la végétation colonisant ce type d'environnement estuarien.

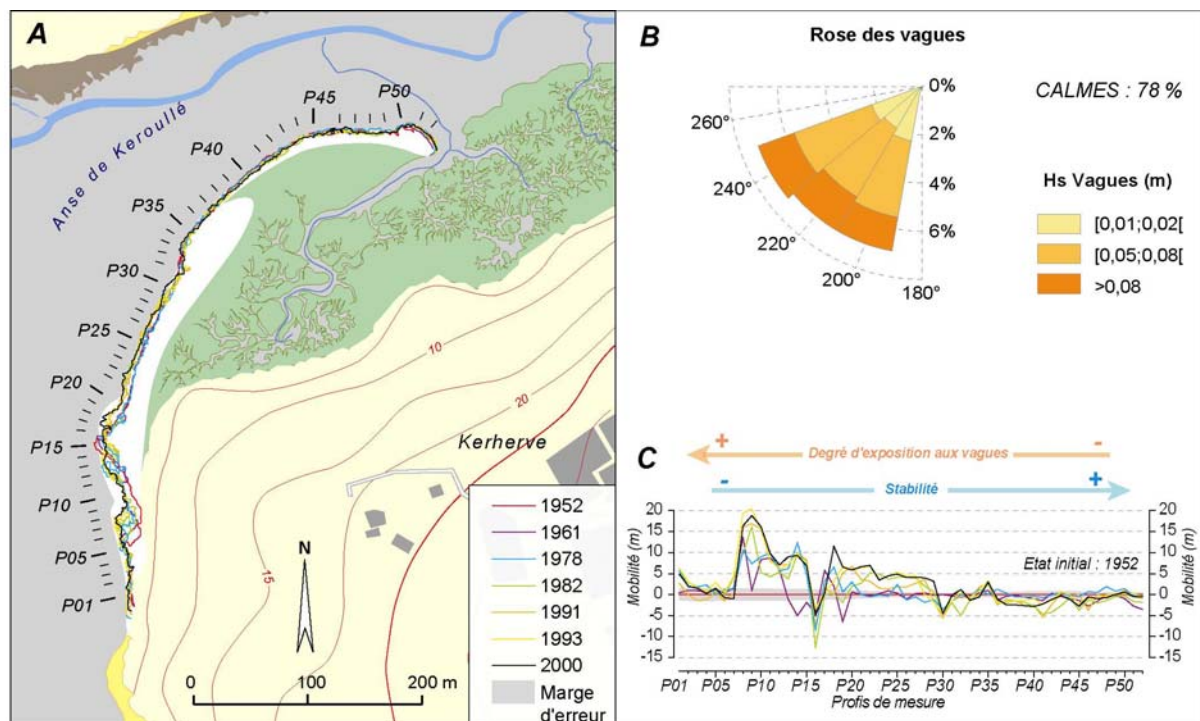


Figure 110 : A. Cinématique de la flèche de Keroullé entre 1952 et 2000. B. Rose des vagues établie au niveau du profil de mesure P15. C. Evolution du front de végétation par rapport à sa position en 1952.

3-2-3- Macro-cannibalisation : le cas des flèches de Troaon, de Dibenn, et du Linkin

Nous l'avons rappelé précédemment, la consolidation des cordons implique l'ajustement des formes d'accumulation, initialement orientées dans le sens des vagues incidentes, qui tendent progressivement à faire face aux vagues afin d'atténuer le transport sédimentaire le long de la côte. Cet ajustement s'effectue par le biais d'une cannibalisation. Il implique une réduction importante des apports sédimentaires en direction des flèches. Parmi les secteurs que nous avons étudiés, trois flèches de galets montrent des signes évidents de macro-cannibalisation au cours des dernières décennies, témoignant d'une diminution significative des sédiments transportés par la dérive littorale.

3-2-3-1- La flèche de Troaon

La flèche de Troaon, en rade de Brest, se décompose en deux portions évoluant simultanément dans un sens opposé (figure 111). De 1952 à 2006, l'enracinement de la flèche recule progressivement. Les vitesses d'érosion sont lentes, mais le recul atteint néanmoins 12 m le long du profil 8. Cette tendance érosive incita la municipalité de l'Hôpital-Camfrout à mettre en place un enrochement à la racine du cordon dans les années 1970. Dans le même temps, la partie distale de la flèche s'engraisse. On y mesure une avancée de 15 m en moyenne. Le dépôt de sédiments dans la partie distale ne contribue pas à un allongement du cordon car de puissants courants de marée, permettant le remplissage et la vidange de l'étang du Troaon, empêchent le développement de la flèche vers le sud. Le cordon adopte donc peu à peu une orientation nord-sud. Il est possible de noter, par ailleurs, une migration rapide du fulcrum vers l'extrémité distale du cordon, à une vitesse d'environ 2,5 m/an depuis 1978, traduisant une extension de la portion en érosion aux dépens de la zone d'accrétion.

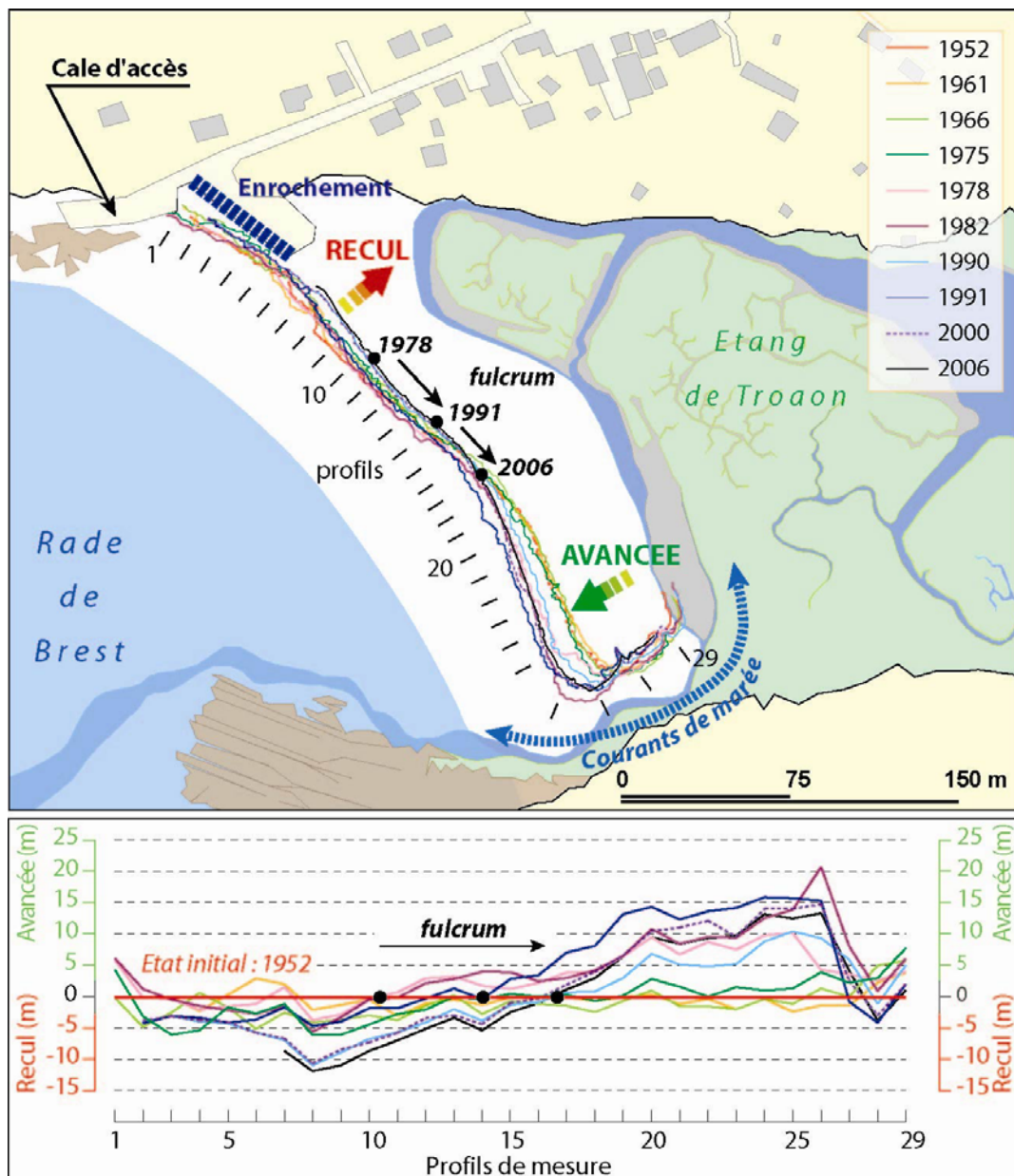


Figure 111 : Cinématique de la flèche de Troaon entre 1952 et 2006 (d'après Stéphan, 2007).

Précédemment, la comparaison des cartes anciennes avec la situation actuelle nous a permis de montrer que la flèche de Troaon tend, depuis maintenant deux siècles, à se disposer de façon perpendiculaire aux plus longs fetchs et aux vagues les plus morphogènes provenant de l'ouest. Par conséquent, l'évolution observée au cours des cinq dernières décennies témoigne simplement d'une poursuite des évolutions observées à plus long terme. Cette tendance à la cannibalisation témoigne d'une sous-alimentation de la dérive littorale. Le manque d'apports sédimentaires en direction de la flèche a, par ailleurs, été accentué par la construction d'une cale d'accès à l'estran à l'enracinement de la flèche qui tend à retenir les faibles volumes de sédiments actuellement en transit.

3-2-3-2- La flèche de Dibenn

La flèche de Dibenn montre également des signes de cannibalisation (figure 112). Deux lignes de référence ont été utilisées pour quantifier la mobilité de cette flèche entre 1948 et 2004 : le front de végétation (figure 112A) et la base de la plage (figure 112B). Si ces lignes révèlent grossièrement les mêmes tendances, la base du cordon illustre plus clairement le phénomène de cannibalisation. Nous baserons donc notre commentaire sur les figures 112B et 112B'.

La comparaison des levés de 1820 et 1911 met en évidence un recul de la flèche vers l'est, s'accompagnant également de son allongement vers le nord. Au cours des deux derniers siècles, la tendance est donc à une cannibalisation de l'édifice sédimentaire. Entre 1948 et 2004, la portion proximale du cordon, entre les profils de mesure P30 et P62, enregistre un retrait d'une quinzaine de mètres vers l'est, tandis que la partie distale tend à s'allonger progressivement dans le sens des vagues incidentes et avance de 58 m au niveau du profil P75. Bien qu'il se déplace légèrement vers la partie distale du cordon, le fulcrum se situe autour du profil P63. Sa position coïncide grossièrement avec le changement d'orientation qu'adopte peu à peu la partie distale de la flèche au cours des cinq dernières décennies.

Malgré sa cannibalisation, la flèche de Dibenn ne semble donc pas se disposer perpendiculairement aux vagues incidentes. Bien que la portion en érosion adopte une concavité de plus en plus marquée ayant pour effet de réduire le transport sédimentaire vers la pointe, la portion en accrétion tend au contraire à s'allonger dans le sens des vagues incidentes. Le potentiel de transport longitudinal y est accéléré et entraîne un allongement important du cordon.

Cet exemple montre que la cannibalisation des flèches ne conduit pas nécessairement à une réorientation de la forme vers un état d'équilibre, comme l'affirment Orford *et al.* (1996). Sur le secteur de Dibenn, les houles dominantes de sud-ouest abordent le cordon avec une forte obliquité et empêchent le dépôt de sédiments dans le prolongement direct de la section en érosion, contrairement à ce que nous avons pu observer sur le secteur de Troaon. En outre, cette flèche se situe à l'entrée de la ria de Pénerf où s'exerce l'action de puissants courants de marée. Il est donc possible que les courants de flot soient responsables du transport de la fraction sableuse vers la pointe de la flèche, tandis que les courants de jusant empêchent l'allongement du cordon vers le nord-ouest.

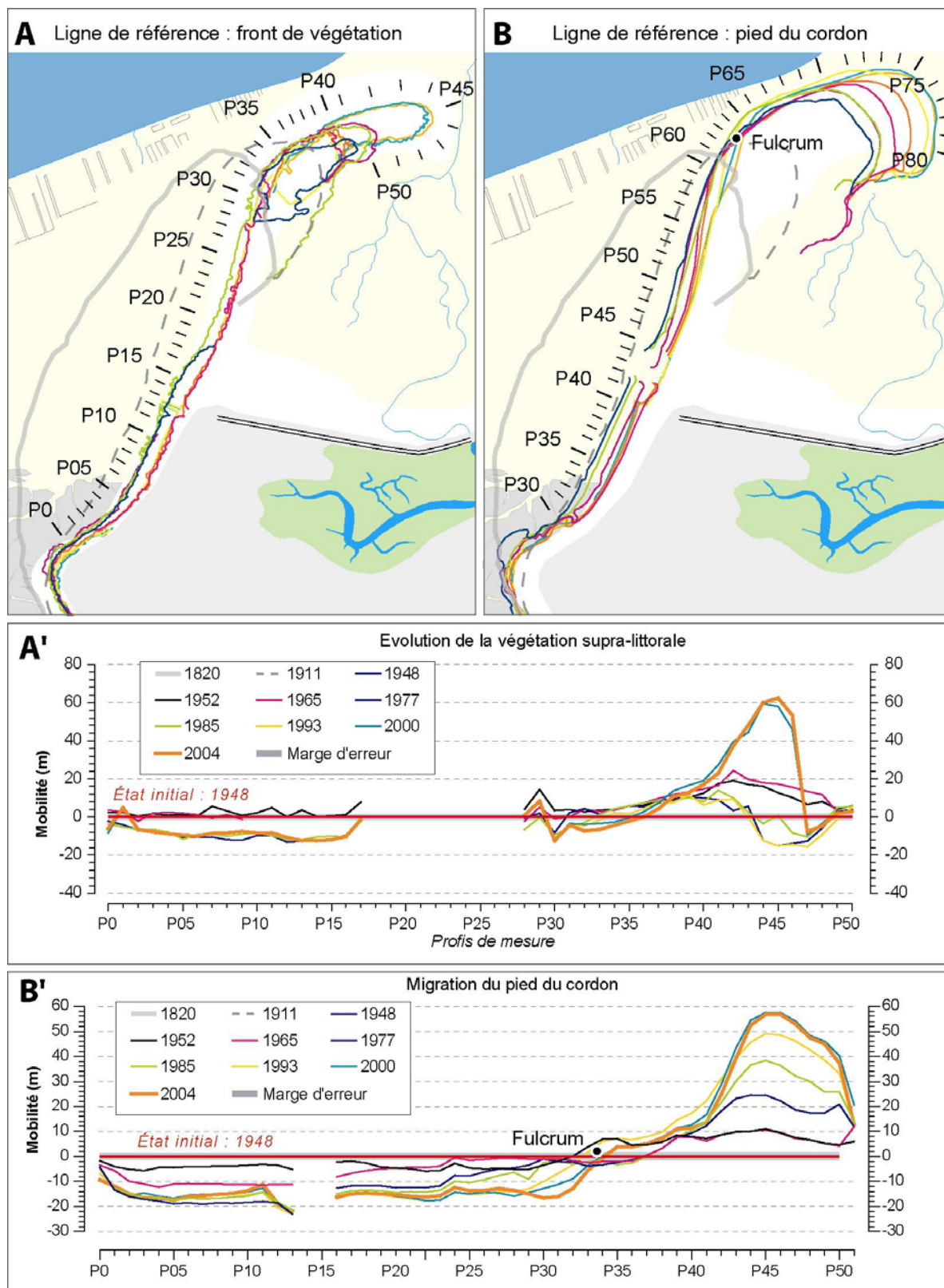


Figure 112 : A. Cinématique du front de végétation supra-littorale de la flèche de Dibenn. A'. Evolution du front de végétation mesurée le long des profils de mesure (les valeurs de 1820 et 1911 ne sont pas intégrées au graphique). B. Cinématique du pied du cordon. B'. Evolution du pied du cordon mesurée le long des profils de mesure (les valeurs de 1820 et 1911 ne sont pas intégrées au graphique).

3-2-3-3- La flèche du Linkin

Le troisième exemple de cannibalisation est représenté par la flèche du Linkin (figure 113A). La partie proximale de cette flèche, du profil P01 au profil P35, est orientée perpendiculairement aux directions dominantes des vagues et recule d'une quarantaine de mètres entre 1774 et 1978, essentiellement par *rollover* (figure 113C). Dans cette section, le recul est facilité par la diminution progressive du volume du cordon, dont une partie du matériel sédimentaire tend à rejoindre la partie distale de la flèche. Au cours des années 1970, le revers de l'accumulation est poldérisé jusqu'au profil P17, et la pose d'un enrochement jusqu'au profil P30 stabilise toute cette partie du cordon.

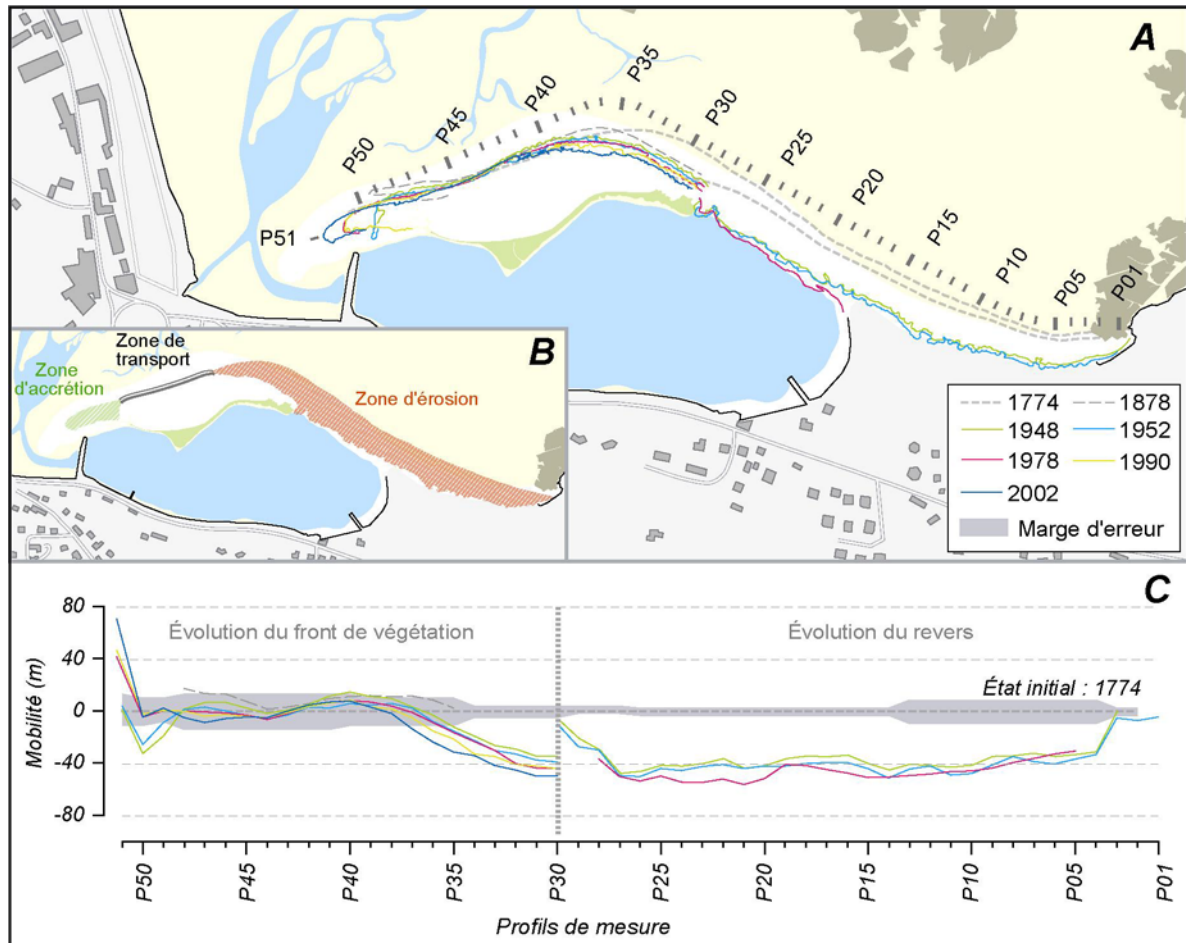


Figure 113 : A. Cinématique revers et du front de végétation de la flèche du Linkin entre 1774 et 2002. B. Position comparée de la flèche entre 1774 et 2002 mettant en évidence le découpage de la flèche en trois sections d'érosion, de transport et d'accumulation sédimentaire. C. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1774 et 2002.

La partie distale de la flèche du Linkin, entre les profils P35 et P51, est orientée dans le sens des vagues incidentes et bénéficie des sédiments prélevés dans la partie proximale. Elle se décompose en une zone de faible mobilité, où s'opère le transit sédimentaire, et une zone en accrétion à la pointe de la flèche qui, entre 1774 et 2000, s'allonge d'une centaine de mètres vers le sud-ouest par l'adjonction d'une série de crochets successifs.

Cette tendance à la cannibalisation témoigne, une nouvelle fois, de la faiblesse des apports provenant de l'amont-dérive. Elle montre également que l'orientation de la partie proximale du cordon ne permet pas de réduire complètement le transit longitudinal vers la pointe. Là encore, l'ajustement

vers un état d'équilibre n'est pas réalisé. Les vagues ne sont pas suffisamment réfractées avant d'atteindre l'accumulation.

3-2-4- Micro-cannibalisation : le cas du Sillon des Anglais, de la flèche de Saint-Jean

Le phénomène de micro-cannibalisation suppose l'apparition le long des flèches de sous-cellules hydrosédimentaires au sein desquelles une ou plusieurs portions s'engraissent aux dépens d'autres portions en érosion. Cette manifestation morphologique est observée sur les secteurs du Pédel, de Saint-Jean et du Sillon des Anglais. Seules, les évolutions des flèches de Saint-Jean et du Sillon des Anglais seront présentées en détail.

3-2-4-1- Evolution de la flèche de Saint-Jean

Bien qu'elle soit relativement modeste, la mobilité de la flèche de Saint-Jean entre 1952 et 2006 se caractérise par le développement de portions en érosion et de portions en accrétion le long du cordon (figure 114A). Ainsi, deux cellules de cannibalisation peuvent être identifiées. La première cellule s'étire sur une distance de 100 m dans la partie proximale de la flèche, entre les points de mesure P8 et P18 (figure 114B). Le recul du front de végétation en amont-dérive s'accompagne d'une avancée équivalente en aval-dérive, traduisant le déplacement longitudinal des sédiments vers l'est. La seconde cellule de cannibalisation succède immédiatement à la première le long de la flèche et montre la même tendance. De cette façon, les sinuosités qui caractérisent la forme générale de la flèche s'accroissent et tendent à migrer progressivement vers l'est, entraînant à terme un allongement de la flèche.

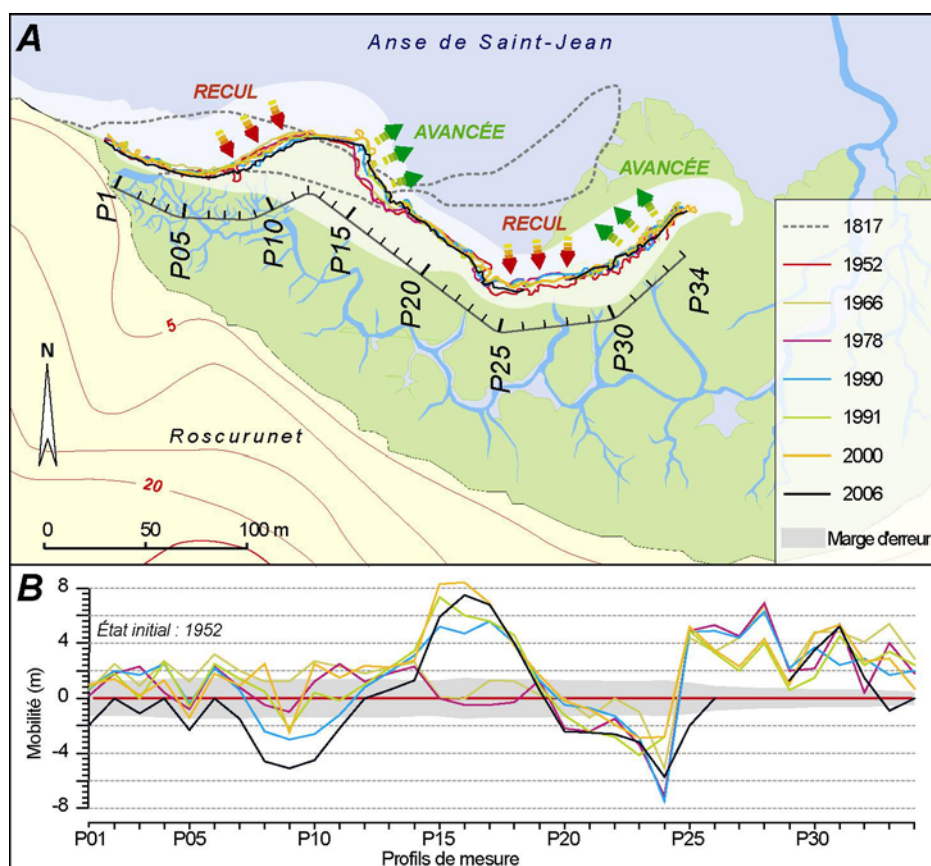


Figure 114 : A. Cinématique du front de végétation de la flèche de Saint-Jean entre 1817 et 2006. B. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1952 et 2006.

3-2-4-2- Evolution du Sillon des Anglais

Une évolution similaire est observée au Sillon des Anglais où l'on peut suivre la migration vers l'est d'une grande ride de galets le long du cordon, parcourant plus d'une centaine de mètres vers la partie distale de la flèche entre 1952 et 2006 (figure 115). Le volume des sédiments déplacés est estimé à $50 \text{ m}^3/\text{an}$. Prenant la forme d'une vaste convexité sur le front du cordon, cette masse de galets viendra, à terme, alimenter le crochet terminal et contribuera à l'allongement du sillon en formant un nouveau bourrelet, identique à ceux mis en place par le passé et que l'on observe toujours dans la topographie de la flèche.

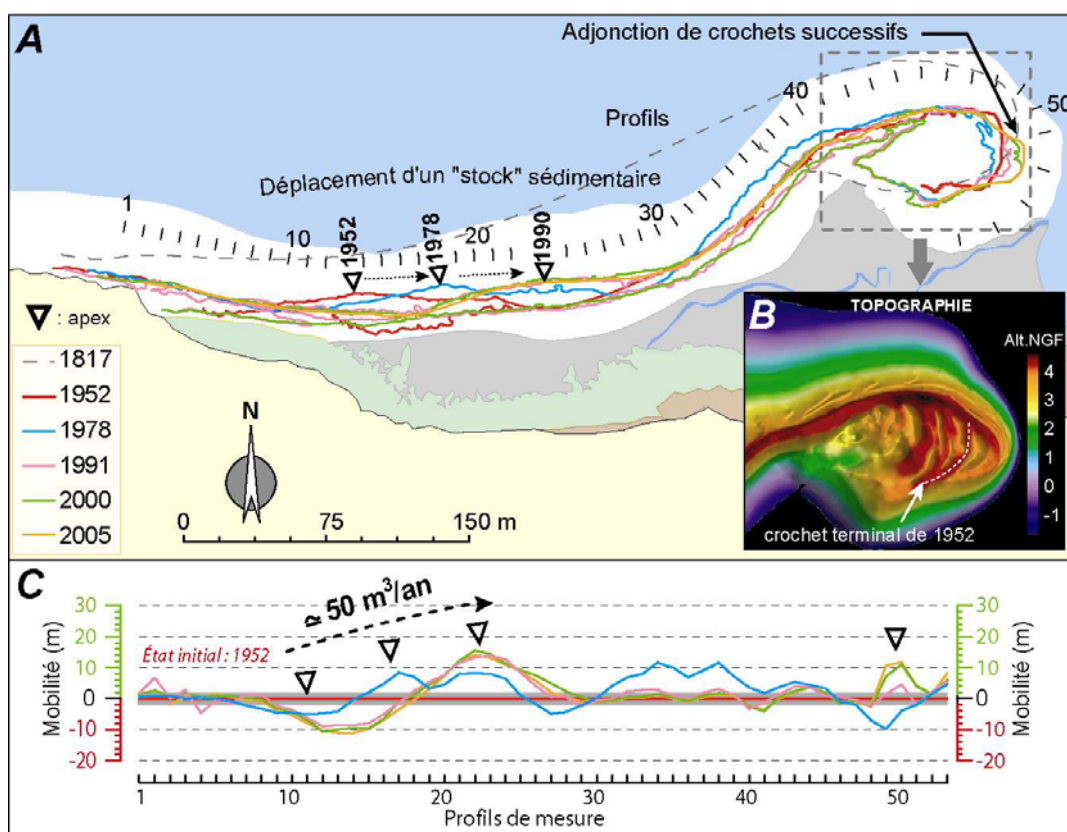


Figure 115 : A. Cinématique du front de végétation du Sillon des Anglais entre 1817 et 2006. B. Topographie du crochet terminal de la flèche levée en août 2005 illustrant l'adjonction de rides successives à la pointe du cordon. C. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1952 et 2005 (Stéphan, 2007).

3-3- Les cordons en phase de rupture

3-3-1- Recul par faible rollover : évolution des flèches de l'Auberlarc'h et du Roz

Ces deux flèches, de type SAB, connaissent une succession de phases d'avancée et de recul au cours des cinq dernières décennies aboutissant à un faible recul de l'ensemble des édifices sédimentaires vers l'intérieur des terres (figure 116A et 116B). Elles font face aux plus grandes longueurs de fetch. Les vagues arrivent donc de façon perpendiculaire à la côte, ce qui minimise l'action des courants de dérive littorale. Les échanges sédimentaires les plus fréquents s'effectuent entre la base et le sommet du cordon. Par ailleurs, la puissance des vagues permet l'édification d'une crête élevée rarement soumise à la submersion marine. Enfin, le volume de ces deux cordons est tel que le recul par rollover reste relativement lent.

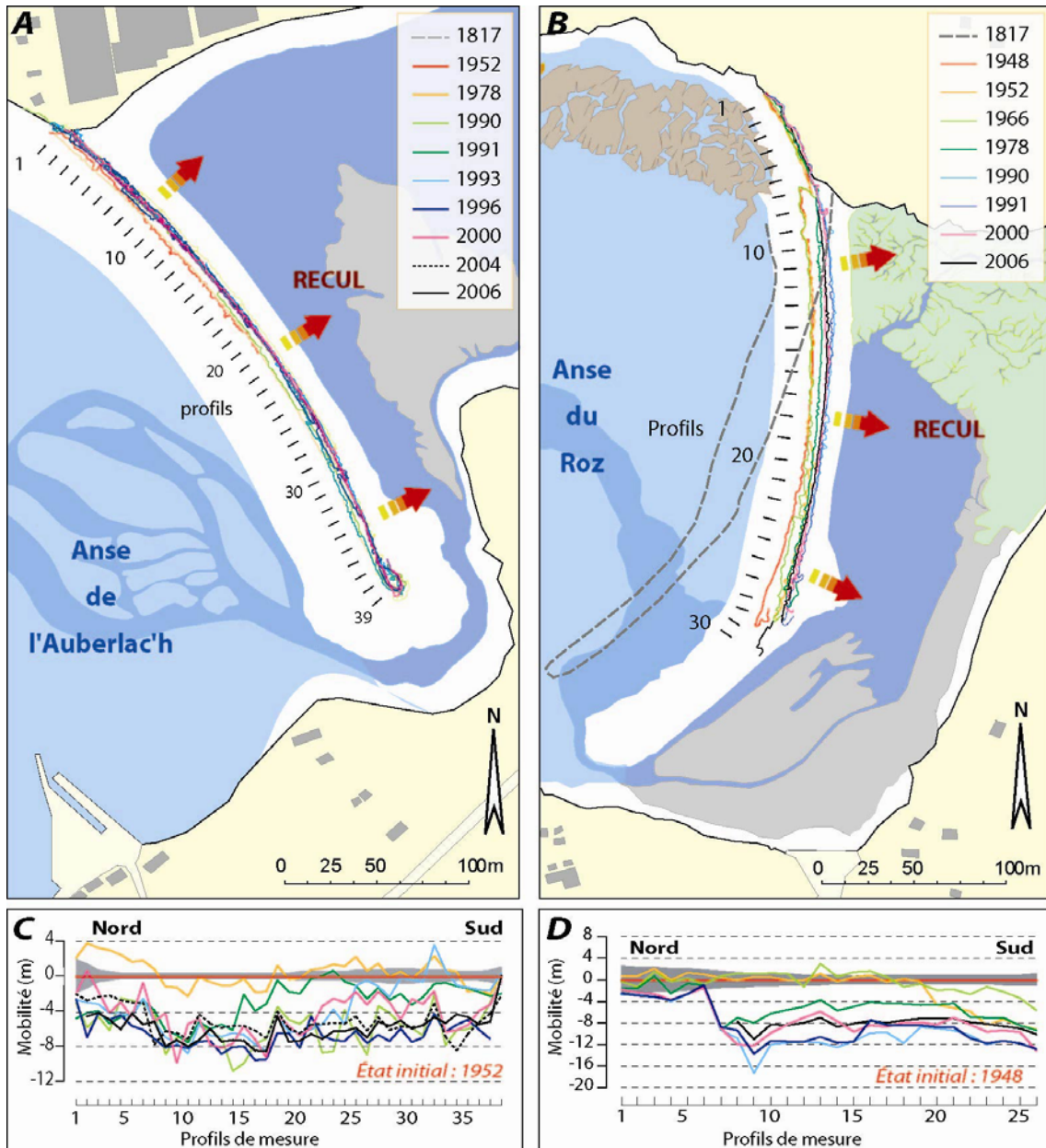


Figure 116 : Cinématique du front de végétation du sillon de l'Auberlac'h (A) et de la flèche du Roz (B) entre 1817 et 2006. C. Evolution du sillon de l'Auberlac'h mesurée le long des profils entre 1952 et 2006. D. Evolution de la flèche du Roz mesurée le long des profils entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2007).

3-3-2- Recul par rollover rapide : les flèches de Mengleuz, du Loc'h de Landévennec et le Sillon de Talbert

Les flèches de Mengleuz, du Loc'h de Landévennec et du Sillon du Talbert sont caractérisées par un *rollover* particulièrement rapide. Dans le chapitre suivant, nous verrons que la vitesse de recul de ces flèches est principalement contrôlée par la fréquence et l'intensité des submersions marines auxquelles il faut également ajouter l'effet d'inertie des formes d'accumulation. Par ailleurs, cette tendance au recul est associée à un contexte de pénurie sédimentaire dont les causes seront discutées dans le troisième chapitre de cette partie. Dans ce point, nous nous contenterons de décrire les caractéristiques de ce *rollover*.

3-3-2-1- La flèche de Mengleuz

La flèche de Mengleuz, telle qu'elle a été levée par Germain en 1877, se trouve à une position plus avancée sur l'estran qu'elle ne l'est en 1948 (figure 117). La tendance au recul durant le XIX^e siècle et la première moitié du XX^e siècle est donc manifeste dans ce secteur.

A partir de 1948, l'évolution de la flèche peut se décliner en deux phases (figure 117). La première phase s'étend de 1948 à 1978. Elle est marquée, dès 1966, par l'ouverture d'une brèche dans la flèche, à une centaine de mètres de son point d'enracinement. Jusqu'en 1978, cette brèche ne cesse de s'élargir, individualisant deux sections dans le cordon. La section est restée connectée à la dérive littorale, tandis que la section occidentale évolue dès lors sans apports sédimentaires. De part et d'autre de cette rupture, le cordon connaît un recul d'une dizaine de mètres, comme nous le montrent les profils P4 à P7. Parallèlement, on constate qu'entre 1952 et 1966, la partie distale de cette flèche se raccourcit de façon importante et perd plus de la moitié de sa longueur (retrait d'environ 48 m).

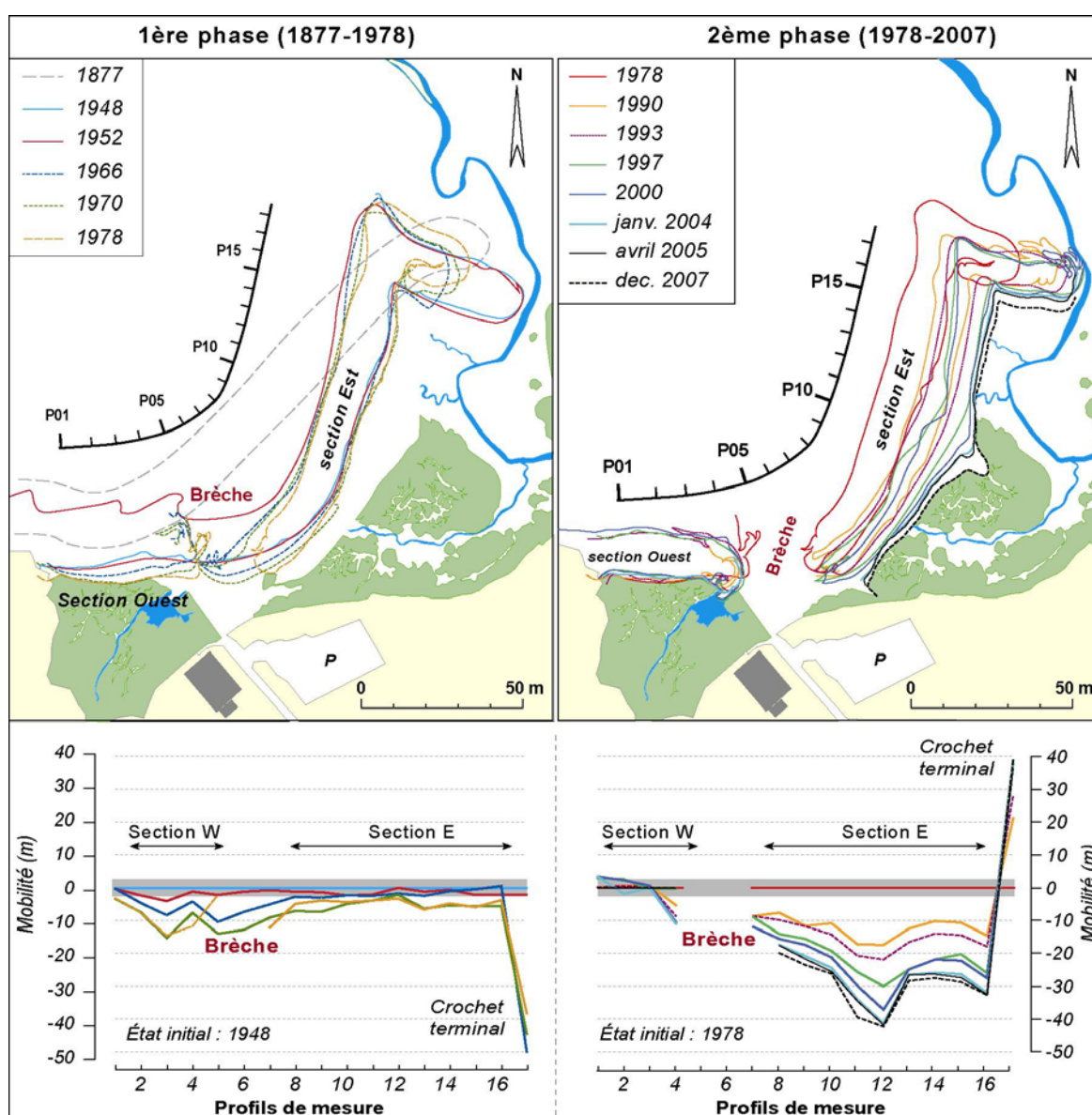


Figure 117 : Cinématique de la flèche de Mengleuz entre 1877 et 2007 (Stéphan *et al.*, 2005a).

Les changements observés durant cette première phase d'évolution sont directement liés aux fortes pressions anthropiques exercées sur le site au début des années 1960 (Stéphan *et al.*, 2005a ; 2005b ; 2007), sur lesquelles nous reviendrons ultérieurement. Les diverses interventions humaines ont pour effet d'amoinrir le stock de sédiments et de déconnecter la flèche de Mengleuz de ses sources d'alimentation. Leurs répercussions se font sentir dès 1978 et marquent la seconde phase d'évolution qui se poursuit encore aujourd'hui. On assiste alors au recul de toute la portion orientale de la flèche de Mengleuz vers le fond de l'anse, à une vitesse moyenne de 1 m/an (figure 117). N'étant plus alimentée par la dérive littorale, cette partie de la flèche connaît une pénurie en sédiment qui la fragilise et la rend plus sensible aux épisodes de hauts niveaux marins. Au rythme des submersions, les sédiments sont déversés sur le revers du cordon lequel se met à rouler sur lui-même.

3-3-2-2- Les flèches du Loc'h de Landévennec

Sur la photographie aérienne de 1952, on peut observer la succession de quatre grandes rides obliques d'une trentaine de mètres de longueur d'onde sur l'estran du Loc'h (figure 118), traduisant la mise en mouvement par la dérive littorale d'une quantité importante de galets le long du cordon. Cette morphologie est alors le signe d'une bonne alimentation sédimentaire de la flèche externe qui n'a cessé de s'allonger tout au long du XIX^e siècle et durant le début du XX^e siècle, comme nous avons pu constater précédemment, d'après l'observation des cartes anciennes. Par ailleurs, le sommet de ce cordon présente une topographie plane et surélevée qui autorise le développement d'une large ceinture de végétation. L'ensemble du secteur semble donc en situation d'équilibre morphosédimentaire (Guilcher *et al.*, 1957).

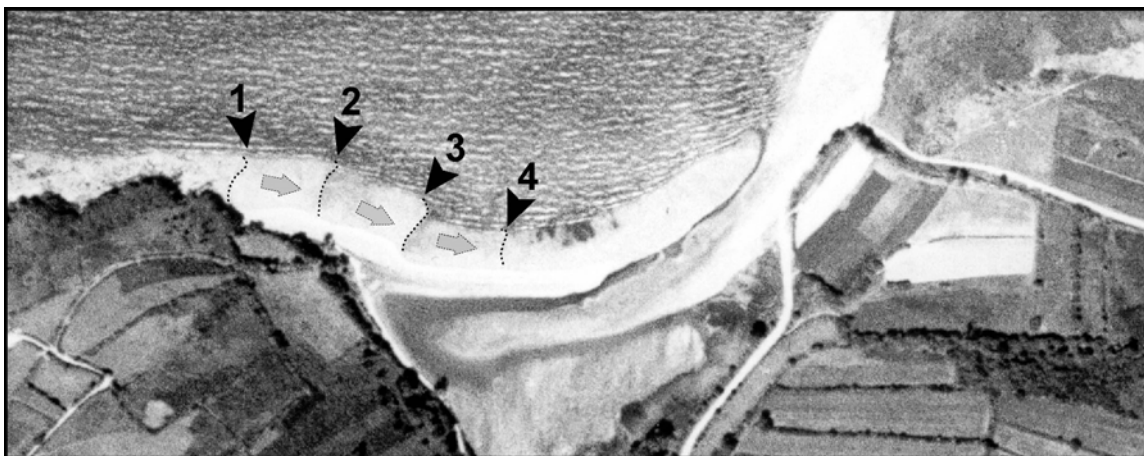


Figure 118 : Localisation des rides de migration des galets en avant de la flèche externe du Loc'h de Landévennec en 1952.

Pourtant, l'analyse des photographies aériennes indique qu'entre 1952 et 1978, cette flèche connaît un recul moyen de 9 m vers l'intérieur du loc'h (figure 119C). Cette érosion est liée à une succession d'événements tempétueux particulièrement violents qui surviennent au cours de l'hiver 1966/1967 et coïncident avec des marées de vive-eau (Berthois et Auffret, 1968). La submersion du cordon par les vagues de tempête entraîne de profondes modifications morphologiques sur lesquelles

nous reviendrons par la suite. L'édifice sédimentaire est ainsi fragilisé et devient dorénavant plus vulnérable aux submersions marines.

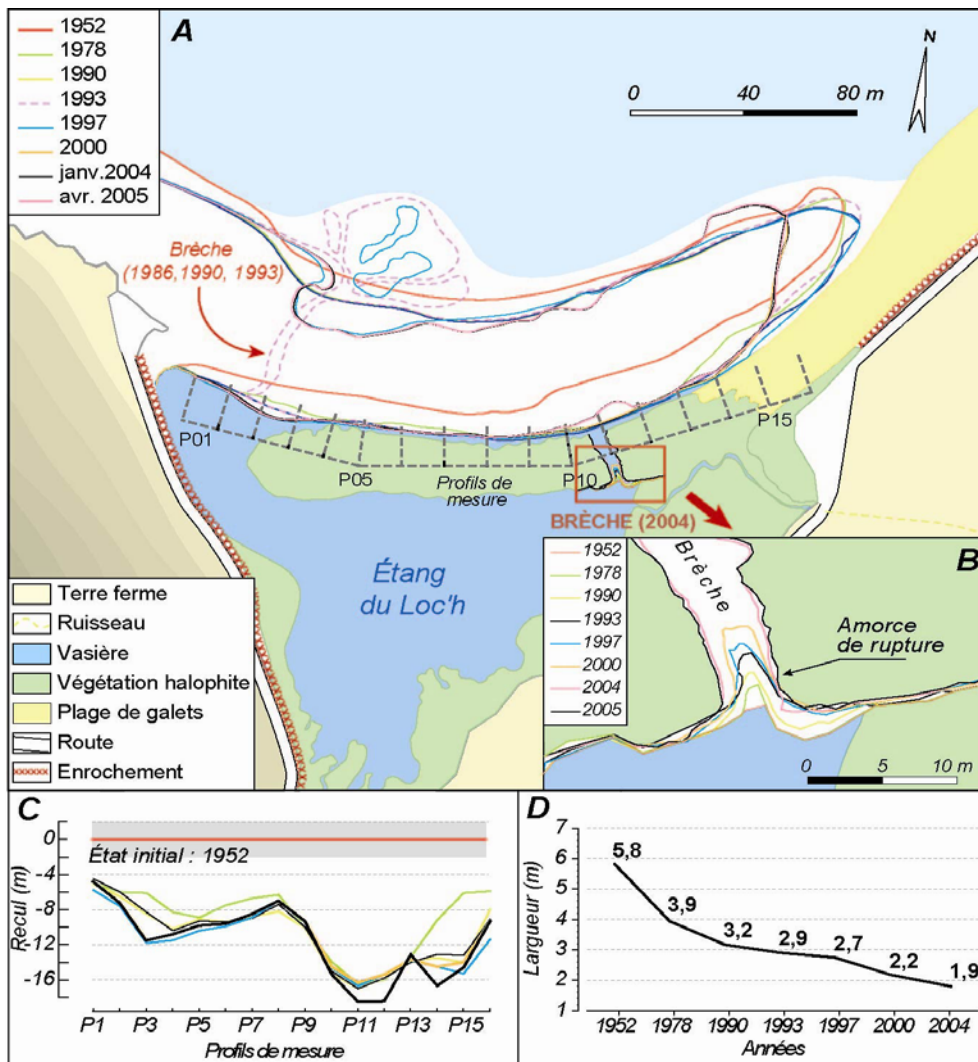


Figure 119 : A. Cinématique du revers de la flèche du Loc'h entre 1952 et 2005. B. Cinématique de l'amorce de rupture entre 1952 et 2005. C. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1952 et 2004. D. Evolution de la largeur moyenne du chenal sinuant entre les deux flèches.

A partir de 1978, le recul de la flèche externe se ralentit. Toutefois, des inflexions dans le tracé du revers indiquent que des phénomènes d'érosion affectent localement le cordon. A son enracinement, deux brèches s'ouvrent successivement au mois d'avril 1986 et au mois de février 1990 (figure 119A). L'érosion exploite ici une zone de faiblesse morphologique où la masse du cordon de galets diminue ainsi que son altitude. Ce secteur correspond en fait au tracé d'un ancien réseau hydrographique d'âge holocène (Hallégouët et Morel, 1994). Lors de son recul, la flèche vient combler la zone déprimée sous-jacente et s'affaisse progressivement, ce qui précipite sa rupture. Ces deux brèches sont rapidement colmatées par les services municipaux de Landévennec qui se soucient peu, toutefois, de l'efficacité de telles opérations. Par ailleurs, dans sa partie distale, le cordon subit un étalement lié à une fréquentation excessive du revers par les randonneurs et les cyclistes traversant l'anse du Loc'h. Le recul atteint 7 m par endroits.

Entre 1990 et 2000, l'ensemble du revers se stabilise à l'exception de la partie proximale où la flèche se rompt une nouvelle fois en mars 1993, lors de la « marée du siècle », de coefficient 119 (Hallégouët et Morel, 1994). Plus large et plus profonde que les précédentes, cette brèche favorise une vidange rapide et totale du marais maritime qui, auparavant, parvenait difficilement à s'assécher (figure 120). Les caractéristiques environnementales du milieu lagunaire sont ainsi profondément perturbées. En outre, cette brèche interrompt la continuité du transit sédimentaire vers la partie terminale de la flèche et fait peser de lourdes menaces sur la stabilité du cordon de galets à moyen terme. En réponse à cette situation, des travaux de restauration du site sont entrepris en janvier 1994 et visent à colmater la brèche, à reprofiler le cordon et à rehausser sa partie sommitale. Depuis cette date, la forme de la flèche externe n'a plus connu de modification de grande ampleur.

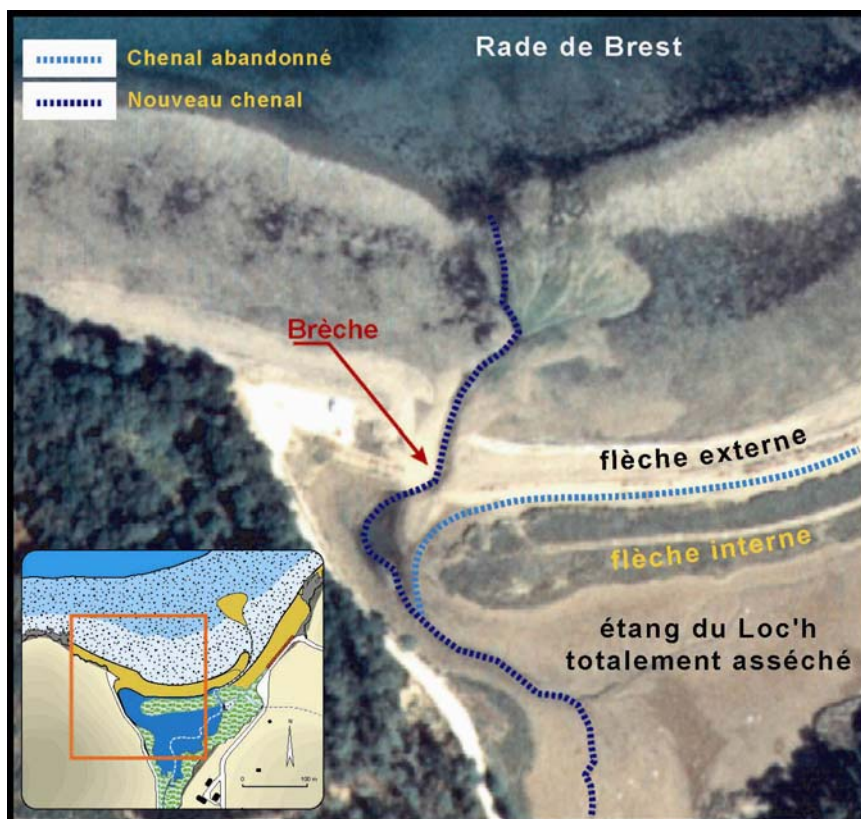


Figure 120 : Situation morphologique du secteur occidental du Loc'h de Landévennec durant l'été 1993, après l'ouverture d'une brèche à l'enracinement de la flèche externe.

Néanmoins, ce recul général du cordon externe a d'importantes répercussions sur le fonctionnement hydrodynamique du secteur. Il entraîne un rétrécissement progressif du chenal assurant la communication entre l'étang du Loc'h et la mer (figure 119D). A marée montante, ce chenal n'est plus suffisamment large pour assurer à lui seul le remplissage de l'étang. Le flot submerge alors la partie orientale du cordon ancien, située à une cote plus basse que son extrémité occidentale. Ce courant, peu puissant, suffit à former une amorce de rupture dans la flèche interne. Evoluant ensuite par érosion régressive, cette encoche vient entailler le cordon sur le tiers de sa largeur en 2000 (figure 119B). Le 17 décembre 2003, cette forme d'érosion est encore visible sur le terrain mais ne semble pas en mesure de provoquer la rupture de la flèche ancienne (figure 121). Pourtant, les fortes précipitations qui marquent la fin du mois de décembre 2003 entraînent l'ouverture

d'une brèche dans la flèche interne du Loc'h, à l'endroit même où s'était progressivement développée l'amorce de rupture. Empruntée par les courants de marée, cette brèche s'élargit rapidement et, moins d'un mois après sa formation, entaille le cordon interne sur près de 4 m. Une partie des galets enlevés au cordon est exportée vers le large par le biais des courants de vidange de l'étang. Ce matériel constitue une charge abrasive permettant l'encaissement du chenal dans l'estran. Ce dernier se présente alors comme une véritable gorge, d'environ 2 m de profondeur, qui adopte un tracé plus direct pour rejoindre la mer. A son débouché, les galets issus de l'érosion viennent constituer un vaste delta de jusant. Les conséquences de cette brèche sur la dynamique morphosédimentaire actuelle de ce secteur littoral seront étudiées en détail dans la troisième partie de notre travail.

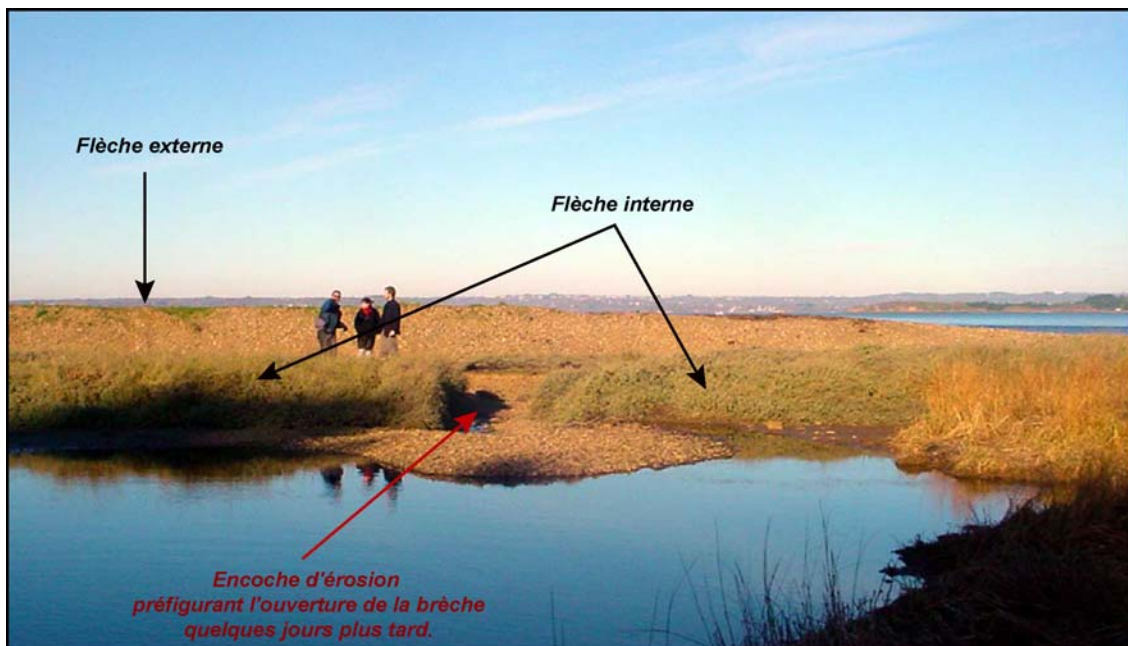


Figure 121 : Encoche formée dans la flèche interne du Loc'h de Landévennec par érosion régressive liée au courants de flot, cliché pris de l'étang du Loc'h le 17 décembre 2003 (Stéphan *et al.*, 2005b).

3-3-2-3- Le Sillon de Talbert

Le Sillon de Talbert enregistre les vitesses de recul par *rollover* les plus rapides à l'échelle de la Bretagne. Dans le détail, ce recul présente toutefois une grande variabilité spatiale et temporelle (figure 122A).

La racine de la flèche, dont l'évolution est retracée à partir du front de végétation dunaire, montre une relative stabilité entre 1930 et 2008. Après une phase d'érosion importante entre 1930 et 1966, liée à une série d'épisodes tempétueux et à la dégradation importante de la végétation dunaire par l'activité traditionnelle de séchage de goémon, cette section connaît alternativement des phases d'avancée et de retrait de faible ampleur jusqu'à aujourd'hui. La mise en place d'un épi en enrochement (l'épi du Chouck) dans les années 1970 a fortement contribué à stabiliser cette partie de la flèche en évitant le départ des sédiments vers la pointe de la flèche.

A partir du profil P015, et grossièrement jusqu'à la pointe de la flèche, le cordon connaît un recul par *rollover* estimé à une centaine de mètres en moyenne entre 1930 et 2008. Localement, le recul atteint toutefois 130 m (au niveau des profils P027 et P042), là où de larges brèches ont accentué le transfert des sédiments vers le revers du cordon à partir des années 1990.

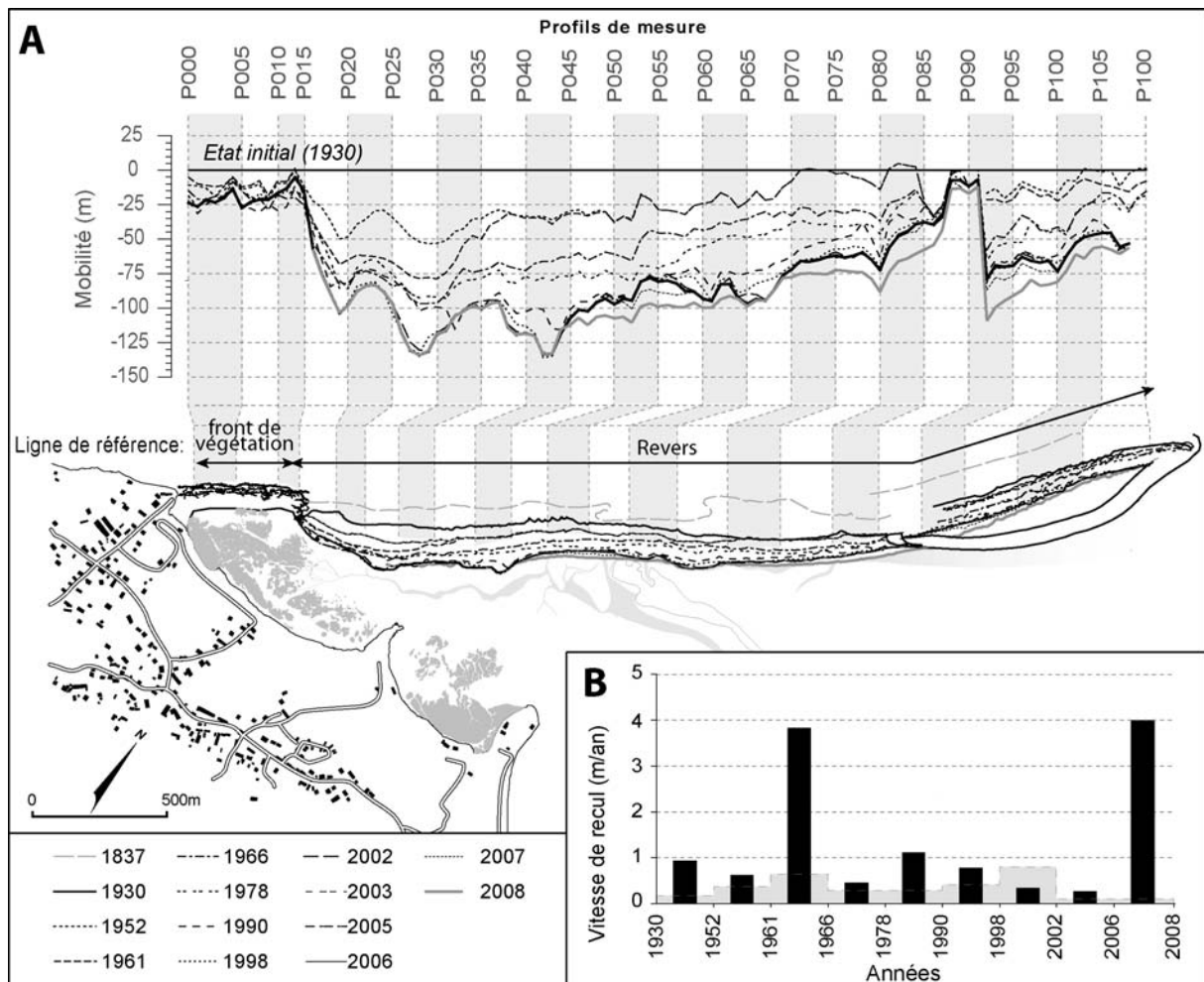


Figure 122 : A. La carte représente la cinématique du Sillon de Talbert entre 1930 et 2008, tandis que le graphique indique les valeurs de recul par rapport à la position de la flèche en 1930. B. Vitesses de recul du Sillon de Talbert entre 1930 et 2008 (Stéphan *et al.*, soumis).

Enfin, il convient de noter un faible recul entre les profils P085 et P090 résultant principalement d'un problème d'ordre méthodologique, lié au choix de la ligne de référence utilisée pour retranscrire la mobilité de la flèche. A ce niveau débute le crochet terminal qui se traduit par un élargissement important du cordon et son dédoublement en deux portions aux dynamiques morphosédimentaires différenciées. Comme nous l'avons rappelé précédemment, la portion nord-occidentale se présente en continuité avec le reste du cordon. Elle est exposée aux dynamiques météo-marines les plus morphogènes et repose sur les sédiments accumulés au niveau du crochet, tandis que la portion du sud-est correspond à la partie abritée des vagues les plus morphogènes. Elle est essentiellement dominée par un transit longitudinal généré par la réfraction et la diffraction des vagues à la pointe de la flèche. Cette portion du cordon est en continuelle progradation. Elle reçoit une partie des sédiments prélevés à la portion nord-ouest. Cette progradation se traduit par l'adjonction de crêtes successives dont l'âge a été déterminé par l'observation des photographies aériennes (figure 123). Entre les profils P085 et P090, cette progradation tend à compenser le recul du cordon, de sorte que la mobilité est limitée dans cette zone. A partir du profil P91, nous avons choisi de quantifier uniquement le recul de la portion nord-ouest, en utilisant la base du revers reposant sur le crochet terminal, ce qui explique que les valeurs de recul qui apparaissent sur la figure 122 augmentent brusquement par la suite.

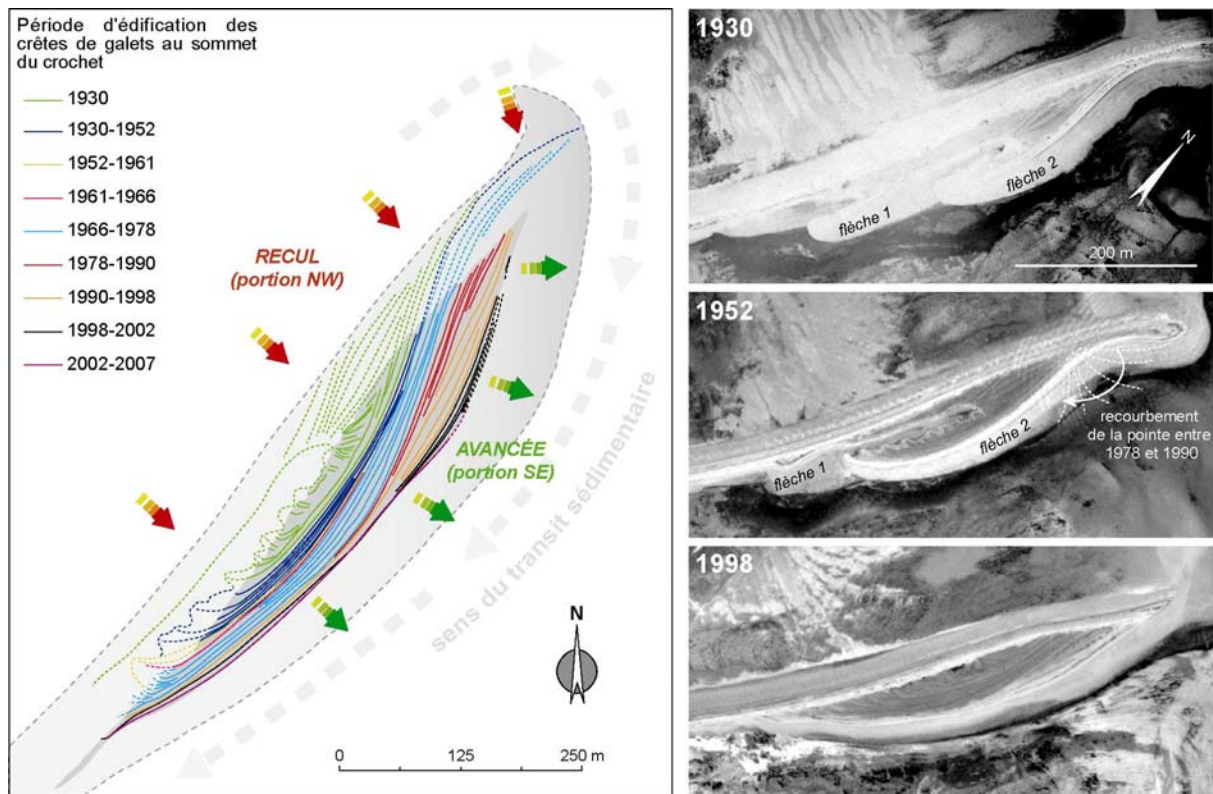


Figure 123 : Evolutions morphologiques de la partie terminale du Sillon de Talbert entre 1930 et 2007 et périodes d'édification des différents crochets. Les lignes en pointillées indiquées sur la carte représentent l'extension initiale des crochets que le recul du cordon a progressivement détruits.

L'observation des différents clichés pris entre 1930 et 1998 révèle, par ailleurs, de profonds changements morphologiques dans la partie terminale du Sillon (figure 123). En 1930, le crochet n'est pas aussi large qu'aujourd'hui. La portion sud-est connaît un transit longitudinal important ayant favorisé le développement de deux petites flèches secondaires s'allongeant vers le sud-ouest, dans le sens inverse du Sillon de Talbert. Leur mise en place résulte probablement de pulsations importantes dans le volume de galets transitant le long de cette partie du Sillon. Ces pulsations sont associées à des phases de recourbement brutal de la pointe du cordon vers le sud-ouest, à la suite d'épisodes tempétueux de forte intensité. Ainsi, durant les périodes de calme météo-marin, le Sillon de Talbert tend à s'allonger progressivement, tandis que sa pointe est rabattue violemment lors de phases tempétueuses, où les sédiments sont repris par la dérive littorale qui édifie de petites flèches secondaires. Ce type d'évolution s'est reproduit entre 1978 et 1990. L'âge des crêtes de galets montre, en effet, un raccourcissement important de la pointe du Sillon au cours de cette période, suivi par une phase de progradation rapide de la portion sud-orientale du crochet terminal, entre 1990 et 1998. La pointe du cordon s'est donc rabattue vers le sud-ouest, sans toutefois donner naissance à une nouvelle flèche secondaire.

A ces transferts sédimentaires entre la pointe du cordon et la portion sud-orientale du crochet, se surimpose le recul progressif de l'ensemble du Sillon de Talbert vers l'est, de sorte que les petites flèches construites en arrière sont réincorporées dans le cordon principal au bout de quelques dizaines d'années. Entre 1930 et 1952, la flèche 1 (figure 123) a été presque intégralement rattrapée par le recul du Sillon, qu'elle a contribué à alimenter par ailleurs. La flèche 2, en revanche, s'est allongée vers le sud-ouest et enferme une petite zone humide occupée par la végétation halophile

(Géhu, 1960). Toutefois, cette petite dépression topographique à l'intérieur du crochet finit également par disparaître, elle aussi rattrapée par le retrait du cordon.

Ces transferts sédimentaires, de la face exposée vers la partie abritée du crochet, s'apparentent à une cannibalisation, la portion sud-orientale se développant aux dépens de la portion nord-ouest. Toutefois, le recul rapide du Sillon aboutit à une réincorporation des sédiments qui, après s'être déposés en arrière du cordon, finissent par se retrouver sur le front de l'accumulation, à l'issue de quelques décennies.

En dernier lieu, il convient d'insister sur la grande variabilité temporelle du recul du Sillon de Talbert. Certaines périodes (1961/1966 et 2006/2008) se caractérisent par une accélération du recul, à des vitesses avoisinant 4 m/an. A l'inverse, d'autres périodes durant lesquelles les vitesses de recul sont inférieures à 0,25 m/an montrent un ralentissement du phénomène (1998/2006). Nous verrons, dans le prochain chapitre, que cette variabilité est en grande partie liée à la fréquence et l'intensité des submersions marines.

3-3-3- Les flèches en démantèlement : le cas de la flèche du Faou

Le seul exemple de flèche de galets en voie de démantèlement en Bretagne est représenté par la flèche du Faou. Longue d'environ 800 m, cette flèche barrait auparavant l'estuaire du Faou sur la moitié de sa largeur et constituait, par sa taille, la plus importante flèche de la rade de Brest. De 1817 à 2006, la flèche n'a cessé de reculer vers l'est sur une distance de 120 m par endroits (figure 124).

L'érosion affecte principalement la partie nord de la flèche qui ne bénéficie d'aucun ados et qui fait face aux vagues générées par des vents de nord-ouest dont le fetch atteint 25 km dans cette partie de la rade de Brest. Entre 1948 et 2006, les vitesses moyennes de recul avoisinent 70 cm/an. A l'occasion d'une violente tempête au cours de l'hiver 1974 (Guilcher *et al.*, 1990), cette partie de la flèche est éventrée en deux endroits. Le manque de sédiments ne permet pas le comblement naturel de ces brèches qui se pérennisent et s'élargissent progressivement. Le cordon s'étale peu à peu après chaque submersion marine et perd de sa hauteur. Aujourd'hui, la longueur de la flèche du Faou est inférieure à 400 m, de son point d'enracinement à son extrémité distale. De l'ancien cordon, il reste toujours son crochet terminal. Celui-ci forme un banc découvrant à basse mer et adoptant désormais une forme de croissant dont les pointes s'allongent vers l'est. Une brèche, large de 100 m, le sépare du reste de la flèche.

Au cours de notre période d'observation, la partie sud de la flèche a connu un recul plus limité et a préservé grossièrement son ancienne position. Cette faible mobilité cache toutefois une diminution considérable du stock sédimentaire car, aujourd'hui, il ne reste plus rien des galets constituant le cordon d'origine. Les sédiments ont peu à peu migré vers le nord, et la flèche a démaigri jusqu'au point de disparaître. Ici, le recul a été freiné par la présence d'un vaste marais maritime hiérarchisé à méandres en arrière de la flèche, constituant une sorte d'ados pour l'accumulation. Désormais, une microfalaise avec graviers de cordon au sommet et head argileux quaternaire à la base témoigne de l'attaque de cette portion de côte par les vagues. La mobilité littorale mesurée du profil P1 au profil P45 correspond donc à l'érosion de cette microfalaise.

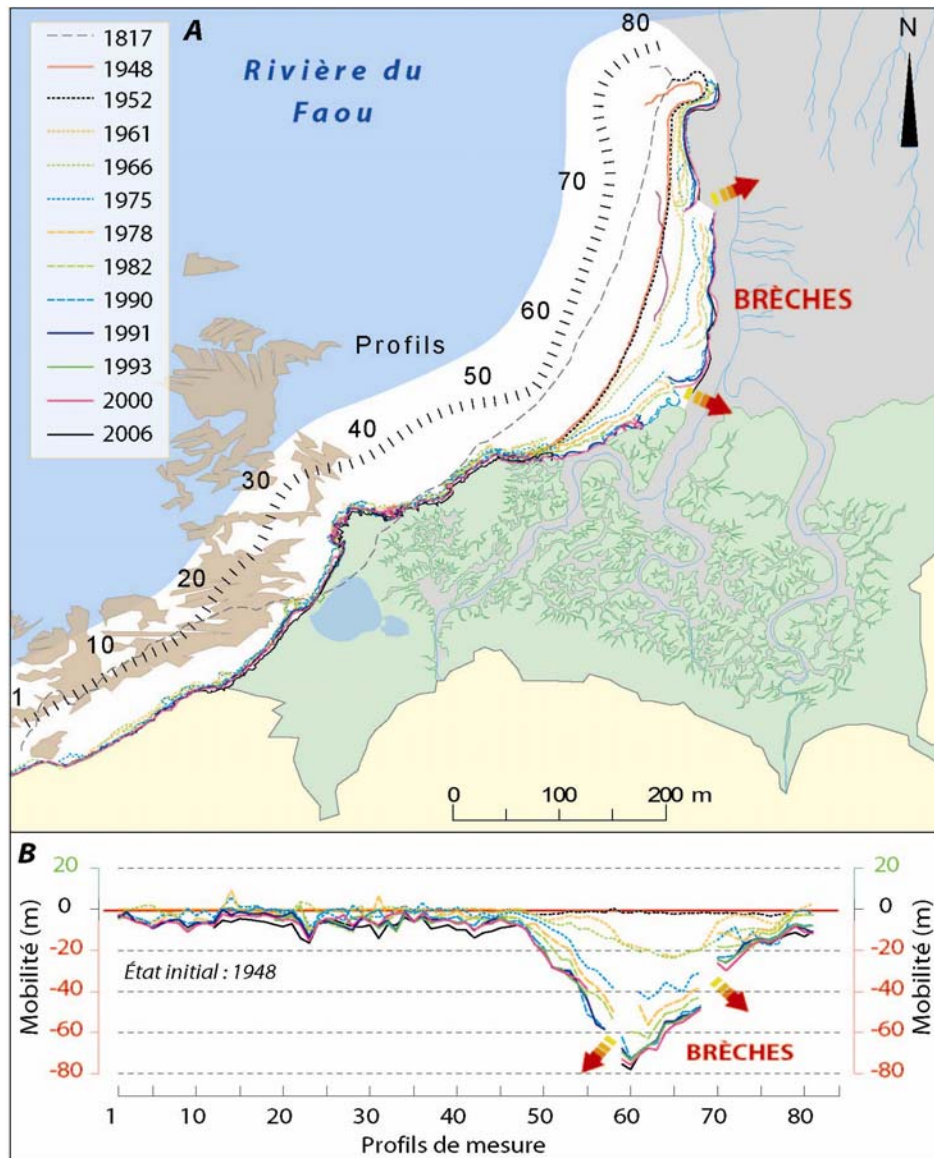


Figure 124 : A. Cinématique du revers de la flèche du Faou entre 1817 et 2006. B. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2007).

3-4- Conclusion partielle

L'analyse détaillée de la cinématique littorale montre que la grande majorité des flèches de galets de Bretagne semble désormais souffrir d'une situation de pénurie sédimentaire. A l'exception de la flèche de Bétahon dont l'engraissement récent est probablement lié à une bonne fourniture en matériel frais livré par les falaises, le contexte morphodynamique des flèches de galets au cours des dernières décennies témoigne d'une sous-alimentation sédimentaire chronique (figure 125). Certes, plusieurs flèches montrent une relative stabilité durant cette période, mais il s'agit essentiellement des flèches de ria s'allongeant vers les parties les plus internes des estuaires orientaux de la rade de Brest. Leur stabilité n'est que le résultat du faible hydrodynamisme qui caractérise ces secteurs littoraux. Partout ailleurs, les flèches reculent, se cannibalisent ou se rompent. Les cas de cannibalisation traduisent une sous-alimentation de la dérive littorale. Les reculs par *rollover* résultent également d'une situation de crise sédimentaire accentuant la sensibilité des flèches à la submersion marine, et dont l'aboutissement est illustré par la flèche du Faou, actuellement en cours de démantèlement.

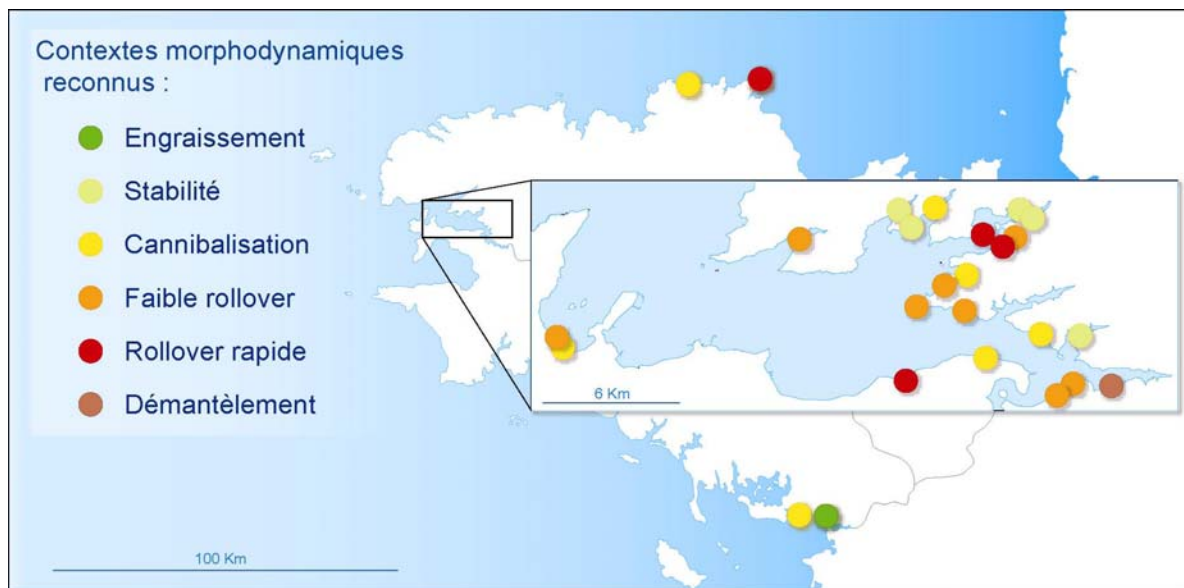


Figure 125 : Contexte morphodynamique des flèches de galets au cours des dernières décennies, reconnus par l'analyse de la cinématique littorale.

4- Conclusion

L'évolution récente des flèches de galets de Bretagne est marquée par le recul, traduisant probablement un contexte de pénurie sédimentaire.

A l'échelle des derniers siècles, l'observation et le traitement numérique des cartes anciennes font état d'un bilan sédimentaire largement déficitaire. Malgré la part d'incertitude qui entache ces résultats, il apparaît que toutes les flèches étudiées à cette échelle de temps connaissent une érosion, exception faite de la flèche de Rosmélec. Cependant, les vitesses de recul sont assez variables d'un site à un autre, et semblent refléter l'action des agents de forçage propres à chaque site.

A l'échelle des dernières décennies, la situation est plus nuancée. Les bilans surfaciques calculés sur la totalité des flèches de galets du littoral de Bretagne montrent quelques situations de stabilité, et parfois même d'engraissement. Toutefois, ces résultats masquent le plus souvent des phénomènes de cannibalisation traduisant un contexte de sous-alimentation de la dérive littorale, comme nous avons pu l'observer sur les flèches de Troaon et de Dibenn. De la même façon, dans les secteurs les plus abrités du fond de la rade de Brest, la stabilité des flèches de Kéroullé ou de Pozguen n'est que le reflet d'un faible hydrodynamisme. La mobilité littorale est trop réduite pour nous permettre de déterminer les véritables tendances d'évolution au cours des dernières décennies par le traitement numérique de photographies aériennes. Une situation érosive n'est donc pas à exclure dans ces secteurs.

Partout ailleurs, les flèches de galets connaissent un recul par *rollover* plus ou moins rapide. Sur les flèches du Roz et l'Auberlac'h, le recul est épisodique, entrecoupé de longues périodes de relative stabilité, durant lesquelles la végétation recolonise le sommet des cordons. En revanche, le *rollover* est particulièrement rapide sur les flèches de Mengleuz, du Loc'h et du Sillon de Talbert. Les

tendances dressées à l'échelle des dernières décennies indiquent alors une migration assez régulière des flèches vers l'intérieur des terres, à un rythme compris entre 0,3 et 1,2 m/an selon les secteurs. Dans le détail toutefois, les vitesses de recul présentent une certaine variabilité temporelle, notamment sur le Sillon de Talbert où elles varient entre 0,25 et 4 m/an en fonction des périodes, ce qui indique, là encore, l'existence de phases d'accélération et de ralentissement du recul.

Il conviendra donc de s'interroger, dans le chapitre suivant, sur le rôle des processus morphogéniques en oeuvre dans la mobilité récente des flèches de galets, susceptibles d'expliquer la grande variabilité spatiale et temporelle des évolutions.

CHAPITRE 2

RÔLE DES ÉPISODES DE SUBMERSION MARINE DANS LA MOBILITÉ RÉCENTE DES FLÈCHES DE GALETS

1- Caractérisation des épisodes de submersion marine : aspects méthodologiques.....	230
1-1- La submersion marine et son impact sur les cordons de galets.....	230
1-2- Définition d'un seuil altitudinal à la submersion	235
1-3- Détermination du contexte hydrodynamique : les données de vagues	236
1-4- Estimation des hauteurs d'eau extrêmes.....	241
1-5- Synthèse des données utilisées et résolution spatiale de l'analyse	247
1-6- Conclusion partielle.....	249
2- Impact des submersions marines sur le recul des flèches de galets	250
2-1- Des réponses morphologiques variables face aux submersions marines en rade de Brest	250
2-2- Le rôle des submersions marines dans le recul du Sillon de Talbert	255
2-3- Conclusion partielle.....	258
3- Le fonctionnement morphosédimentaire à moyen terme des flèches de galets : synthèse	258
3-1- Trois types de fonctionnement morphosédimentaire reconnus en rade de Brest.....	258
3-2- Le rôle des événements météo-marins paroxysmaux : vulnérabilité morphodynamique, capacité d'auto-organisation et rupture des flèches de galets	262
3-3- Facteurs déterminant l'impact morphologique des submersions le long des flèches de galets : analyse à partir du Sillon de Talbert.....	264
3-4- Conclusion partielle.....	269
4- Conclusion	270

Bien que les comportements morphodynamiques à moyen terme des flèches de galets de Bretagne présentent des différences importantes selon les sites, une tendance nette à l'érosion et au recul au cours des deux derniers siècles a été mise en évidence à travers l'analyse des cartes anciennes et des photographies aériennes. Ce recul suppose le plus souvent un transfert de sédiments du front des cordons en direction du revers. Comme nous l'avons rappelé précédemment, ce mécanisme est connu sous le terme de *rollover*. Les sédiments superficiels constituant le front du cordon passent par-dessus la crête et restent passivement sur le revers avant d'être recouverts par de nouveaux apports sédimentaires, provenant eux aussi du front du cordon. De cette façon, la forme se déplace progressivement vers l'intérieur des terres jusqu'à ce que les sédiments du revers affleurent de nouveau sur le front du cordon et soient incorporés, une nouvelle fois, dans le cycle de roulement de l'accumulation.

La submersion marine représente donc le processus morphosédimentaire à partir duquel peut s'opérer le transfert des galets par-dessus la crête des accumulations. Pour cette raison, de nombreuses études ont porté à la fois sur les conditions météo-marines générant ce type d'événement (Costa, 1997 ; 1999 ; Pirazzoli, 2000 ; Pasaric et Orlic, 2001 ; Pirazzoli *et al.*, 2004, 2005 ; Caspar *et al.*, 2007), sur les processus morphogéniques en œuvre lors des submersions (Carter et Orford, 1981 ; Orford et Carter, 1984 ; Orford *et al.*, 1991), et sur les formes d'érosion ou de dépôt associées, à l'échelle épisodique (Orford et Carter, 1982). Sur une échelle de temps pluri décennale, l'impact morphologique de ces événements a également été étudié en examinant la relation entre les vitesses de recul des cordons de galets et le couple fréquence/intensité des submersions marines (Carter *et al.*, 1989 ; Orford et Carter, 1995 ; Orford *et al.*, 1992, 1995).

Ce chapitre a pour objectif d'analyser le rôle des épisodes de submersion marine dans la mobilité récente des flèches de galets de Bretagne. Cette étude a été possible grâce à l'existence de longues séries de données topographiques et météo-marines qui ont permis une analyse fine du phénomène en rade de Brest et au Sillon de Talbert. Dans un premier temps, nous développerons la méthodologie employée pour identifier et hiérarchiser les événements de submersion. Dans un second temps, nous analyserons leur impact sur le recul des flèches de galets de Bretagne. Ces résultats permettront, dans un troisième temps, d'apporter des précisions sur le fonctionnement morphosédimentaire récent des formes d'accumulations étudiées.

1- Caractérisation des épisodes de submersion marine : aspects méthodologiques

1-1- La submersion marine et son impact sur les cordons de galets

1-1-1- Définition et formulation du contexte de submersion

Dans la littérature, la submersion marine est définie comme le moment où les plus hauts jets de rive dépassent la crête des accumulations littorales (Armon et McCann, 1979 ; Leatherman, 1979, 1983 ; Carter et Orford, 1981 ; Orford et Carter, 1982, 1984 ; Orford *et al.* 1991 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Matias *et al.*, 2007) provoquant alors un transfert d'eau et de sédiments en direction du revers. Selon cette définition, trois paramètres déterminent l'impact morphogène des submersions sur les cordons littoraux : a) le niveau atteint par les plus hauts jets de rive ; b) l'altitude de la crête des cordons littoraux ; c) l'énergie dissipées par les vagues au sommet des cordons déterminant l'importance du transfert sédimentaire vers le revers.

La reconstitution des épisodes de submersions marines dans le temps nécessite donc d'intégrer toutes les variables intervenant dans la génération de hauts niveaux d'eau à la côte ainsi que les variations altitudinales de la crête des cordons. Par ailleurs, une fois que les épisodes de submersions sont reconnus, leur pouvoir morphogène peut être déterminé en calculant l'énergie des vagues dissipée au sommet des accumulations sédimentaires. Sur ce principe, il est possible de proposer la formulation suivante de la submersion marine :

$$\text{Submersion} = N.M_{\text{extr.}} [M_{\text{pred.}} + (s^- \text{ ou } s^+) + R_2 (\eta + R_{\text{swash}})] > C_{\text{cord.}}$$

où $C_{\text{cord.}}$ est l'altitude de la crête du cordon et $N.M_{\text{extr.}}$ correspond aux niveaux marins extrêmes définis comme la somme des trois composantes intervenant dans la génération de hauts niveaux d'eau à la côte (figure 126), à savoir :

- la marée prédite ($M_{\text{pred.}}$) définie comme l'oscillation quotidienne du plan d'eau liée à la marée astronomique ;
- les phénomènes de surcote (s^-) ou de décote (s^+) qui, ajoutés à la marée astronomique, correspondent à la marée observée par les marégraphes ($M_{\text{obs.}}$);
- la somme (R_2) des phénomènes de *wave setup* (η) et de *swash runup* (R_{swash}) étroitement dépendants des conditions d'agitation marine au niveau du rivage.

L'impact de chaque épisode sur la morphologie des cordons de galets peut alors être évalué en utilisant, d'une part la hauteur de la colonne d'eau ($\Delta_{\text{Subm.}}$) au-dessus de la crête et, d'autre part l'énergie des vagues (E) au moment de la submersion. La hauteur de la colonne d'eau est calculée de la façon suivante :

$$\Delta_{\text{Subm.}} = N.M_{\text{extr.}} - C_{\text{cord.}}$$

L'énergie des vagues est calculée par la formule :

$$E = \frac{1}{8} \rho g H_s^2$$

où E est la somme de l'énergie par unité de surface ($J.m^{-2}$), ρ est la masse volumique de l'eau (1027 kg/m^3 pour une eau salée).

Sur le même principe, il est également possible d'identifier les épisodes durant lesquels les vagues ont atteint ou dépassé le front de la végétation ($F_{\text{veget.}}$), à partir de la formule suivante :

$$\text{Impact} = F_{\text{veget.}} < N.M_{\text{extr.}} < C_{\text{cord.}}$$

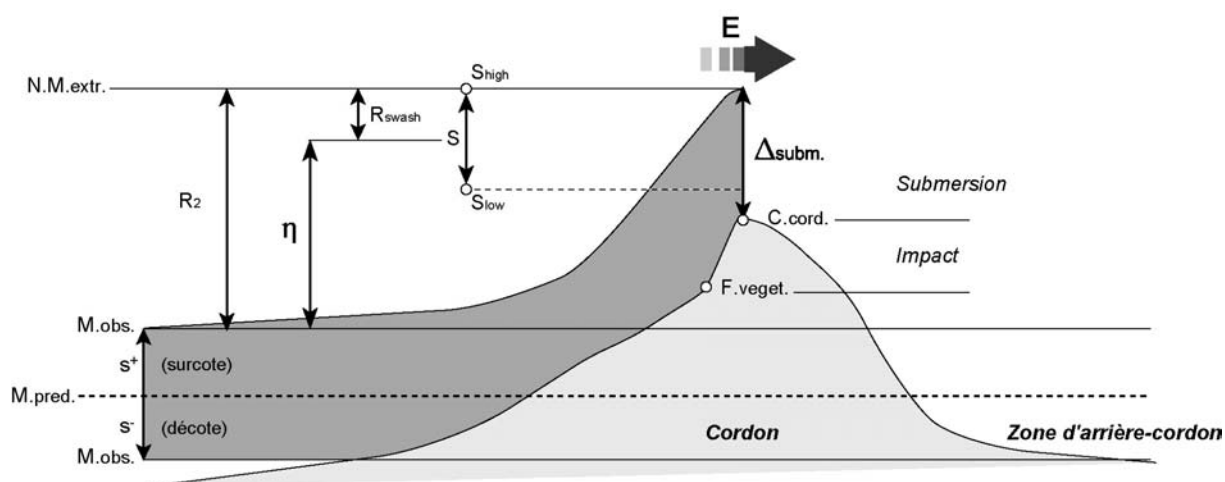


Figure 126 : Paramètres utilisés pour déterminer les niveaux d'eau et quantifier l'impact morphologique des épisodes de submersion marine.

1-1-2- Vers une classification de l'impact morphologique des submersions marines

Plusieurs classifications des submersions marines ont été élaborées en fonction de leur impact sur la morphologie des cordons littoraux. L'approche de Orford *et al.* (1991) est principalement descriptive. Par l'observation des différentes réponses morphologiques des cordons de galets, les auteurs tentent d'identifier les contextes de submersions marines associés. L'approche de Sallenger (2000) est inverse, et, en quelque sorte, complémentaire, car elle se base tout d'abord sur la définition des différents niveaux de submersion pour déterminer, ensuite, leur degré d'impact potentiel sur la morphologie des cordons littoraux.

1-1-2-1- La typologie de Orford *et al.* (1991)

Orford *et al.* (1991) reconnaissent quatre niveaux d'impact morphologique en fonction de l'énergie des vagues (E) et de l'épaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{Subm.}$) au-dessus de la crête des cordons de galets (figure 127). Tout d'abord, dans des conditions hydrodynamiques de faible intensité, les submersions marines n'ont qu'un faible impact morphologique. Les plus hauts jets de rive atteignent tout juste la crête du cordon et l'épaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{Subm.}$) n'est pas suffisante pour provoquer un flux continu d'eau susceptible de transporter les galets sur le revers du cordon. La granulométrie grossière du matériel favorise l'infiltration du jet de rive dans les interstices du sédiment, diminuant ainsi la compétence de la nappe de retrait. Dans ce contexte, une tendance à l'accrétion est même observée au sommet des accumulations (Holman et Sallenger, 1985 ; Butt et Russel, 2000 ; Masselink et Li, 2001 ; Buscombe et Masselink, 2006). Cette accrétion sommitale est appelée « *overtopping* ». Selon Orford *et al.* (1991), les événements météo-marins générant ce type de réponse morphologique sont relativement fréquents et peu énergétiques.

Ensuite, lorsque l'énergie des vagues augmente, l'amplitude des phénomènes de *setup* et de *runup* est plus grande, permettant aux plus hauts jets de rive de franchir la crête de l'accumulation. L'épaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{Subm.}$) au sommet du cordon est plus importante, créant un flux d'eau suffisant pour que s'opère le transfert des galets sur le revers. Ce type d'épisode de submersion se traduit par un léger écrêtement du cordon appelé « *discrete overwash* » (figure 127). Durant un

temps, l'édifice sédimentaire devient potentiellement plus vulnérable aux éventuelles submersions à venir, avant que la crête ne se reconstitue par *overtopping*.

Une remobilisation complète de la partie sommitale du cordon, appelée « *sluicing overwash* » constitue un troisième type de réponse morphologique face aux submersions marines (figure 127). Elle s'accompagne également d'un recul de la totalité de l'édifice sédimentaire qui tend, par ailleurs, à perdre de la hauteur. Sur les côtes macro-tidales, ce genre d'événement survient assez rarement car il suppose la conjonction d'une pleine-mer de vive-eau et d'un contexte météorologique tempétueux générant une forte surcote et une forte agitation marine.

Enfin, dans un contexte de très forte énergie des vagues et d'un très haut niveau d'eau, la submersion marine peut entraîner la rupture du cordon que Orford *et al.* (1991) nomment « *barrier dislocation* ». L'ouverture d'une brèche se traduit alors par l'édification d'un lobe de débordement en arrière de l'accumulation (figure 127). Ce type de réponse morphologique est difficilement gommé par des processus de rééquilibrage morphosédimentaire car les brèches tendent à s'entretenir naturellement par phénomène d'auto-organisation.

1-1-2-2- La « *Storm Impact Scale* » de Sallenger (2000)

Plus récemment, Sallenger (2000) a proposé une échelle permettant d'évaluer l'impact morphologique des tempêtes sur les îles barrières de la côte orientale des Etats-Unis. Dans cette étude, les cordons littoraux étudiés sont essentiellement sableux et leur sommet comporte le plus souvent un cordon dunaire. Cette étude peut toutefois être utilisée comme un outil d'analyse des cordons de galets soumis à la submersion. Son intérêt majeur est de formuler de façon précise les différents degrés d'impact morphologique des épisodes tempétueux, en fonction de quatre seuils altitudinaux :

- S_{high} correspond au niveau atteint par les plus hauts jets de rive ;
- S_{low} correspond à la limite inférieure de la nappe de retrait ;
- C_{cord} est l'altitude maximale de la crête du cordon ;
- $F_{veget.}$ correspond, en réalité, au pied de dune dans l'étude de Sallenger (2000).

L'auteur propose alors quatre niveaux d'impact morphologique des tempêtes sur les cordons littoraux (figure 127). Le premier niveau d'impact est appelé « *swash regime* » et traduit une situation dans laquelle l'action du jet de rive et de la nappe de retrait s'exerce uniquement sur la plage. Ni la crête, ni même le pied de dune ne sont atteints par les vagues ($S_{high} < F_{veget.}$). Dans ce cas il n'y a pas de submersion. Sur les cordons sableux, les vagues de tempête entraînent une érosion de la plage dont les sédiments sont déposés en direction de l'avant-côte (Sallenger, 2000). Sur les cordons de galets, ces conditions sont favorables à la formation de croissants de plage ou de bermes de tempête sur la plage.

Le second niveau d'impact est appelé « *collision regime* » (figure 127). Il se rencontre essentiellement sur les cordons dunaires lorsque les plus hauts jets de rive atteignent le pied de dune ($S_{high} > F_{veget.}$) et contribuent à former une micro-falaise d'érosion marine (Carter *et al.*, 1990). Certains cordons de galets peuvent toutefois connaître ce type d'impact morphologique. C'est le cas de certaines flèches de la rade de Brest dont le sommet est déjà taillé en micro-falaise (Loc'h, Rosmélec) que l'action des vagues contribue alors à faire reculer. Ces conditions permettent également le recul du front de végétation sommitale.

Dans l'échelle de Sallenger (2000), les deux premiers niveaux d'impacts morphologiques des tempêtes ne correspondent pas à un contexte de submersion du cordon par les vagues et n'ont pas d'équivalent dans la classification de Orford *et al.* (1991). Durant le "swash regime", l'action du jet de rive et de la nappe de retrait s'exerce uniquement sur la plage. Ni la crête, ni même le pied de dune ne sont atteints par les vagues ($Shigh < F.veget.$). Le "collision regime" vaut uniquement pour les cordons dont le sommet est végétalisé. Les plus hauts jets de rive atteignent le front de végétation ($Shigh > F.veget.$) et contribuent à le faire reculer. En rade de Brest, ce niveau d'impact favorise, dans certains cas, la formation d'une micro-falaise d'érosion marine au sommet. Les troisième et quatrième niveaux d'impact morphologique reconnus par Sallenger (2000) correspondent à une situation de submersion. A chacun d'eux, Orford *et al.* (1991) attribuent deux types de réponses possibles selon le degré d'énergie des vagues (E) et la fragilité morphologique de l'accumulation.

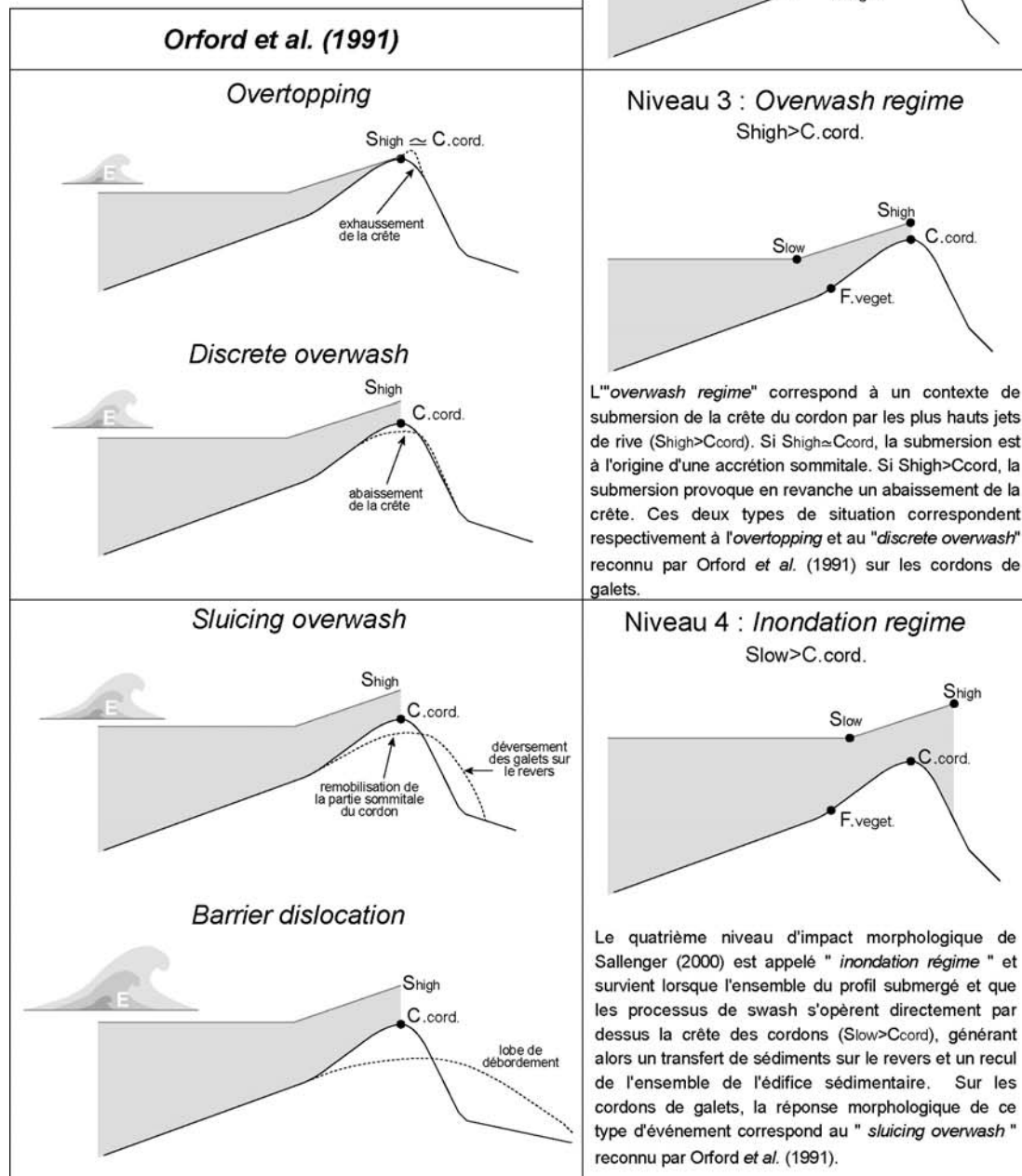


Figure 127 : Terminologie et classification des niveaux de submersion marine et de leur degré d'impact morphologique sur les cordons de galets, d'après les travaux de Orford *et al.* (1991) et Sallenger (2000).

Le troisième niveau d'impact morphologique reconnu par Sallenger (2000) correspond à une situation de submersion, appelée « *overwash regime* » (figure 127), dès lors que les plus hauts jets de rive dépassent la crête du cordon ($S_{high} > C_{cord}$). Selon Sallenger (2000), ce type d'événement météo-marin provoque une érosion sommitale des cordons. Donnely *et al.* (2006) distinguent toutefois deux types de situations. Si $S_{high} \approx C_{cord}$, la submersion est à l'origine d'une accrétion sommitale. Si $S_{high} > C_{cord}$, la submersion provoque en revanche un abaissement de la crête. Ces deux types de situation correspondent respectivement à l'« *overtopping* » et au « *discrete overwash* » reconnus par Orford *et al.* (1991) sur les cordons de galets.

Enfin, le quatrième niveau d'impact morphologique est appelé « inondation régime » (figure 127) et survient lorsque l'ensemble du profil est submergé et que les processus de *swash* s'opèrent directement par dessus la crête des cordons ($S_{low} > C_{cord}$), générant alors un transfert de sédiments sur le revers et un recul de l'ensemble de l'édifice sédimentaire. Sur les cordons de galets, la réponse morphologique de cette conjonction correspond au « *sluicing overwash* » reconnu par Orford *et al.* (1991). Sur les cordons présentant une fragilité morphologique, ce type d'événement est également susceptible d'entraîner la rupture du cordon (*barrier dislocation*).

1-2- Définition d'un seuil altitudinal à la submersion

Dans cette étude, nous avons utilisé des données topographiques, afin de déterminer le seuil altitudinal à partir duquel s'opère le franchissement des cordons par les vagues.

En rade de Brest, les données anciennes concernant la topographie des flèches de galets sont quasi-inexistantes. Seule la flèche active du Loc'h de Landévennec a fait l'objet de relevés au théodolite par Berthois et Auffret (1969), donnant une indication sur la hauteur de la crête du cordon à la fin des années 1960. Aussi, les données que nous avons utilisées sont récentes, issues de nos relevés personnels dont la date et la précision sont rappelées dans le tableau 5. Sur le terrain, l'altitude moyenne de la crête (C_{cord}), du front de végétation ($F_{-veget.}$) et du bas de plage a été levée sur chacun des cordons étudiés (figure 128). La valeur de la pente a été déterminée à partir de plusieurs profils topographiques. Les altitudes ont été converties en cote marine (CM), dont le zéro hydrographique est établi pour Brest à -3,636 m par rapport au système NGF, de façon à raccorder entre elles les données topographiques et les données marégraphiques.

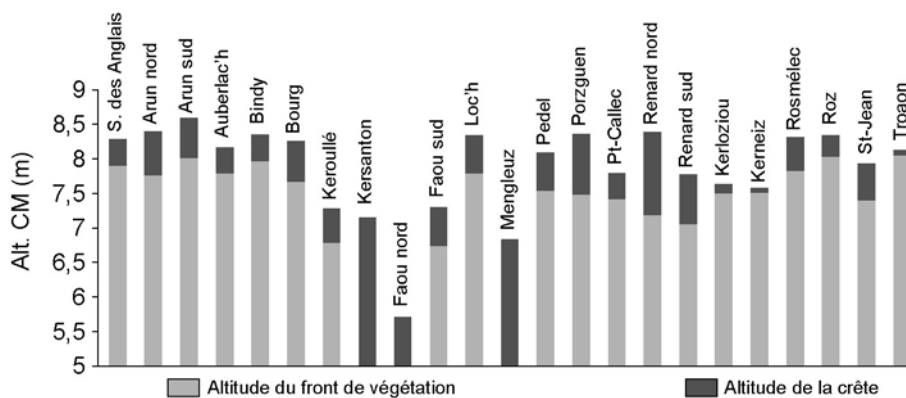


Figure 128 : Altitudes moyennes du front de végétation ($F_{-veget.}$) et de la crête (C_{cord}) des flèches de galets de la rade de Brest obtenues à partir de mesures topographiques effectuées entre 2004 et 2007.

Le fait que nous ne disposons pas de données topographiques plus anciennes en rade de Brest nous force à considérer que la morphologie des flèches est restée stable au cours du temps. Or, cela ne vaut que pour certains cordons connaissant une très faible mobilité. La plupart des accumulations littorales étudiées en rade de Brest connaissent des phases d'accrétion sommitale (*overtopping*) et des périodes d'érosion et d'abaissement de la crête. De même, sur certains sites, les valeurs de pente ont probablement été modifiées au cours des dernières décennies. Par conséquent, les seuils de submersion ont certainement varié dans le temps et, en négligeant ces évolutions, nous intégrons nécessairement une part d'incertitude importante dans nos résultats.

Sur le Sillon de Talbert, l'altitude de la crête ($C_{\text{cord.}}$) est connue depuis 1980 à partir de trois campagnes de levés topographiques réalisés par la DDE (1980, 1985, 2000), d'une campagne de mesure Lidar effectuée par l'Iframer en octobre 2002, et à partir de trois relevés topographiques complets du cordon réalisés au DGPS en juin 2003, septembre 2005 et en mai 2006 (figure 129). Toutes les altitudes ont également été converties en cote marine. Le zéro hydrographique est fixé à -5,12 m NGF aux Heaux de Bréhat, situés à quelques kilomètres au large du Sillon de Talbert.

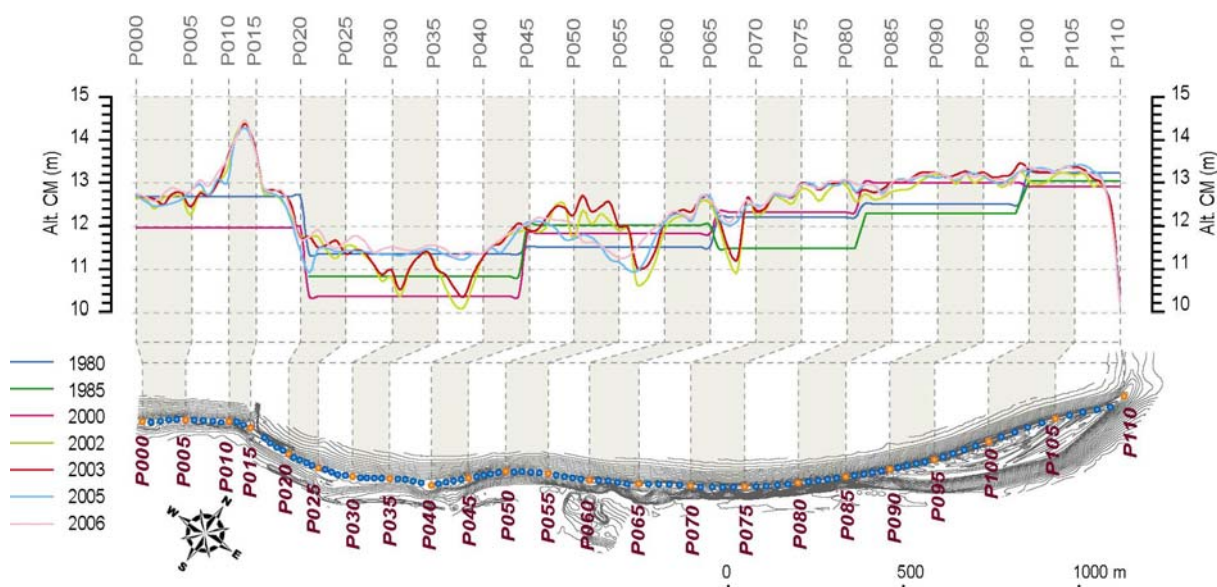


Figure 129 : Données topographiques (C.cord.) utilisées dans l'analyse des submersions marines au Sillon de Talbert.

1-3- Détermination du contexte hydrodynamique : les données de vagues

Les données de vagues permettent de reconstituer les conditions d'agitation de la mer lors des phases de haut niveau marégraphique, déterminant l'ampleur des phénomènes de *setup* et de *runup*. Ces données permettent également de déterminer l'énergie des vagues dissipée au sommet des cordons au moment de chaque submersion et, de ce fait, de replacer les épisodes morphogènes au sein des classifications présentées précédemment.

1-3-1- Les données de vagues utilisées en rade de Brest

En l'absence de houlographe en rade de Brest, les conditions de vagues à la côte ont été déterminées à partir de données de vent, en utilisant une approche paramétrique du phénomène (Stéphan, 2006, 2008). Cette méthode peut être sujette à discussion car elle ne tient pas compte d'un grand nombre de facteurs complexes qui interagissent en situation réelle et peuvent modifier

localement et temporairement les conditions d'agitation du plan d'eau : variations des directions de vent jouant sur la géométrie du fetch, effets de la topographie locale sur la force des vents, état de développement des vagues, stratification atmosphérique, phénomènes de réfraction, génération d'onde interne absorbant l'énergie des vagues (Kahma et Calkoen, 1992 ; Young, 1998 ; Donelan *et al.*, 1992). Néanmoins, cette approche a été préférée à la modélisation pour des raisons de simplicité et de rapidité d'utilisation et s'applique parfaitement à des mers semi-fermées où les houles du large sont insignifiantes (Bishop et Donelan, 1989).

Parmi les nombreuses formulations empiriques destinées à prédire la génèse des vagues (Van Der Meer *et al.*, 2002), quatre ont été retenues car elles s'appliquent à de faibles longueurs de fetch (tableau 6). Il s'agit des formules de Hasselmann *et al.* (1973) modifi es par Vincent et R sio (1990), des formules de Donelan (1992), de Young et Verhagen (1996) et de Wilson (1965) revues par Goda (2003).

Ces formules permettent de déterminer la hauteur significative des vagues H_s , ainsi que la période significative T_s (méthode de Wilson et de Hasselmann) ou la période de pic T_p (méthode de Donelan et de Young et Verhagen). Elles tiennent compte de plusieurs variables élémentaires telles que la longueur du fetch F , la profondeur d , la vitesse du vent à 10 m au dessus du sol U_{10} et la force de friction du vent U^* calcul e à partir du coefficient de résistance C_d donné par la formule de Garratt (1977) :

$$c_d = 10^{-3}(0,75 + 0,067u_{10})$$

$$u_* = \sqrt{c_d} u_{10}$$

Dans notre étude, les données de force et de direction de vent utilis es ont été enregistr es à la station météorologique de Lanvéoc-Poulmic, situ e à 80 m d'altitude. Par conséquent, les vitesses de vent ont été corrig es à partir de l'équation suivante (Vincent et R sio, 1990) :

$$u_{10} = u_z \left(\frac{10}{z} \right)^{1/7}$$

où u_z est la vitesse du vent enregistr e à l'altitude Z .

Par ailleurs, la méthode d velopp e par Donelan (1992) intègre également des paramètres directionnels. Les mesures effectu es sur le lac Ontario ont montré que la direction des vagues pouvait s'émanciper de la direction du vent Φ_w selon un angle θ . De fait, des écarts de 50  entre les directions du vent et le sens de propagation des vagues ont pu être observés. Aussi, selon la configuration du plan d'eau, Donelan (1992) recommande de tenir compte de ces écarts angulaires dans le calcul des conditions de vagues.

<i>Méthode de Hasselmann et al. (1977), modifiée par Vincent et Resio (1990).</i>	
H_s	$\frac{gH_s}{u_*^2} = 200 \tanh 0,003877 (gd/u_*^2)^{3/4} \times \tanh \left\{ \frac{0,0002129 (gF/u_*^2)^{1/2}}{\tanh 0,003877 (gd/u_*^2)^{3/4}} \right\}$
T_s	$\frac{gT_s}{u_*} = 200 \tanh 0,07125 (gd/u_*^2)^{3/8} \times \tanh \left\{ \frac{0,00426 (gF/u_*^2)^{1/3}}{\tanh 0,07125 (gd/u_*^2)^{3/8}} \right\}$
<i>Méthode de Young et Verhagen (1996).</i>	
H_s	$H_s = 0,24 \left\{ \tanh 0,49 (gd/U_{10}^2)^{0,75} \times \tanh \left[\frac{0,0031 (gF/U_{10}^2)^{0,57}}{\tanh 0,49 (gd/U_{10}^2)^{0,75}} \right] \right\}^{0,87}$
T_p	$T_p = 7,54 \left\{ \tanh 0,33 (gd/U_{10}^2) \times \tanh \left[\frac{0,00052 (gF/U_{10}^2)^{0,73}}{\tanh 0,33 (gd/U_{10}^2)} \right] \right\}^{0,37}$
<i>Méthode de Donelan (1992).</i>	
H_s	$\frac{gH_s}{U_{10} \cos(\theta - \phi_w)^2} = 0,00366 \left\{ \frac{gF_\theta}{(U_{10} \cos(\theta - \phi_w))^2} \right\}^{0,38}$
T_p	$\frac{gT_p}{U_{10} \cos(\theta - \phi_w)} = 0,542 \left\{ \frac{gF_\theta}{(U_{10} \cos(\theta - \phi_w))^2} \right\}^{0,23}$
<i>Méthode de Wilson (1965), revue par Goda (2003).</i>	
H_s	$H_s = 0,3 \left\{ 1 - \left[1 + 0,004 (gF/U_{10}^2)^{0,5} \right]^{-2} \right\}$
T_s	$T_s = 8,61 \left\{ 1 - \left[1 + 0,008 (gF/U_{10}^2)^{0,33} \right]^{-5} \right\}$

Tableau 6 : Formules testées pour reconstituer les conditions de vagues générées par le vent en rade de Brest (Stéphan, 2006, 2008).

Afin de retenir la formule la plus adaptée à notre terrain d'étude, les données obtenues à partir des quatre méthodes ont été comparées aux mesures de houle effectuées en rade-abri (figure 130) entre le 16 décembre 2004 et le 18 novembre 2005 à partir d'une bouée Datawell directionnelle. Ces données ont été acquises auprès du CETMEF (Centre d'Etude Technique Maritime et d'Etude Fluviale). Protégé des houles par les puissantes digues qui encadrent le port de Brest, ce houlologue enregistre uniquement la hauteur significative, la période de pic et la direction des vagues générées par les vents locaux dans le bassin portuaire. Les seules vagues générées à l'extérieur du port ont une direction comprise entre 170° et 190° et leur fetch dépasse légèrement 10 km. Par conséquent, les conditions d'enregistrement sont quasiment identiques à celles que l'on retrouve à proximité des cordons littoraux étudiés.



Figure 130 : Localisation du houlographe en rade-abri.

Les valeurs prédites par chaque formule ont été comparées aux mesures in-situ à partir d'une droite d'ajustement par régression linéaire. Les coefficients de corrélation R^2 pour les hauteurs significatives de vagues indiquent que la méthode de Donelan (1992) est la mieux adaptée à notre analyse (figure 131). Elle a donc été retenue dans le calcul des paramètres de vagues. Les périodes de vagues prédites montrent toutefois des différences plus importantes avec les valeurs observées (figure 132), quelles que soient les équations utilisées. Le houlographe a mesuré des périodes dépassant parfois 25 s alors que les équations ne prédisent aucune valeur supérieure à 3 s. De telles différences pourraient s'expliquer par le remous que provoque la circulation des larges navires de guerre à l'intérieur de la rade-abri.

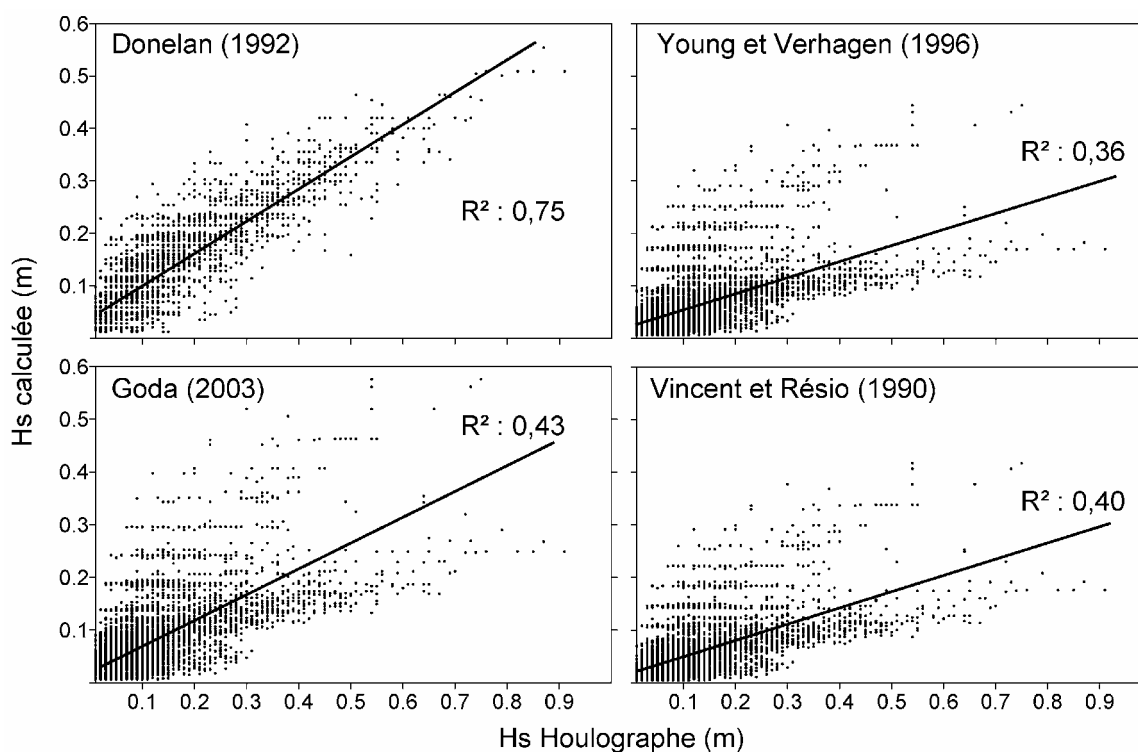


Figure 131 : Corrélation entre les hauteurs significatives de vague (H_s) mesurées par le houlographe de la rade-abri entre le 16/12/04 et le 18/11/05 et les hauteurs calculées par les quatre équations testées.

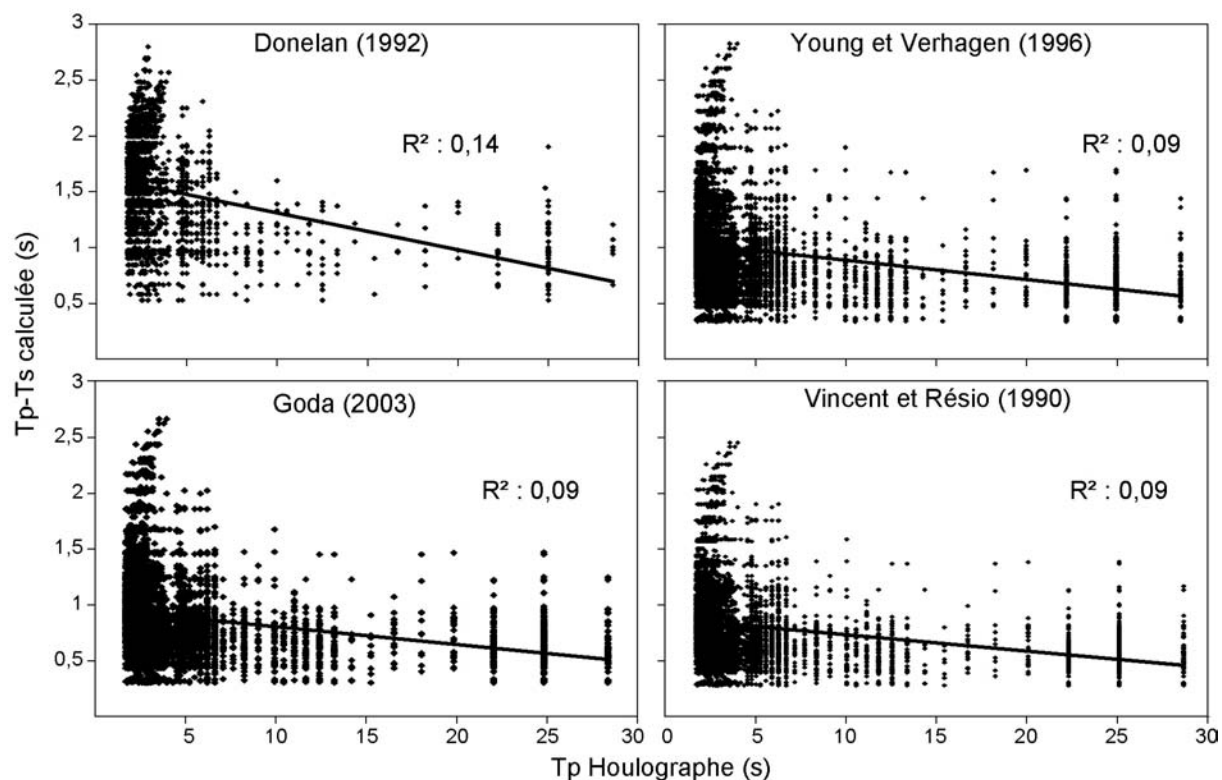


Figure 132 : Corrélation entre les périodes de vague (T_p) mesurées par le houlographe de la rade-abri entre le 16/12/04 et le 18/11/05 et les périodes calculées par les quatre équations testées.

Malgré cette validation, les résultats obtenus à partir d'une longue série de données anémométriques sont à considérer avec beaucoup de précaution. Comme le rappelle Costa (2005), l'existence de données manquantes, le déplacement du matériel de mesure, le remplacement des appareils aux capacités d'enregistrement différentes, l'influence de facteurs géographiques locaux, induisent des ruptures de continuité dans les séries chronologiques qui peuvent modifier sensiblement les tendances enregistrées sur le long terme.

1-3-2- Les données de vagues utilisées sur le Sillon de Talbert

L'étude que nous avons menée sur le Sillon de Talbert s'appuie sur deux séries de données de houles issues de simulations numériques (Stéphan *et al.*, soumis).

Pour la période 1979-2002, les données de houle ont été acquises par simulation numérique à partir du modèle d'états de mer océanique du logiciel TOMAWAC (Benoit et Lafont, 2004 ; Benoit *et al.*, 2008). Ces données sont issues de l'atlas numérique de houle élaboré par Météo France, le CETMEF et le LNHE-EDF, le long des côtes Atlantique/Manche/Mer du Nord (modèle ANEMOC). Les données de vent utilisées pour la modélisation proviennent de mesures satellitaires effectuées dans le cadre du projet ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project) NOAA-NCEP/Reanalysis2 (champs de vent à 10 m sur un pas de temps de 6h et un pas d'espace de 1,875°). Les caractéristiques de houle ont été calculées en un point γ situé à 10 km au large, au nord du Sillon de Talbert (coordonnées -3,046° de longitude et 48,964° de latitude). Trois paramètres réduits du spectre directionnel de houle ont été calculés toutes les 3h : la hauteur significative spectrale H_{m0} (en mètres) ; la direction moyenne de propagation θ_m (en degrés) ; la période de pic (T_{pic}) par la méthode de Read à l'ordre 5 (en seconde).

Pour la période 2002-2007, les paramètres de la houle nous ont été fournis par le service « Vague et domaine littoral » du SHOM. Les données de houle ont été obtenues à partir d'un modèle de vagues spectral, lancé en global et précisé sur la zone Atlantique/Manche/Golfe de Gascogne en utilisant les données de vents fournies par le Centre Européen de Prévision météorologique (ECMWF). Sous le logiciel Crest, les vagues ont ensuite été propagées jusqu'au point γ , en emboîtant un modèle de tracé de rayons à plus grande échelle spatiale, tenant compte de la bathymétrie locale, dans le but d'obtenir des données de houles comparables à celles produites pour la période 1979-2002 par le modèle ANEMOC.

Ces deux séries de données se chevauchent sur une période de huit mois au cours de l'année 2002, ce qui nous a permis d'envisager une comparaison des résultats obtenus avec l'une et l'autre des simulations numériques. Les deux graphiques de la figure 133 illustrent la relation entre les données de vagues obtenues par le modèle du SHOM et celles acquises par le modèle ANEMOC.

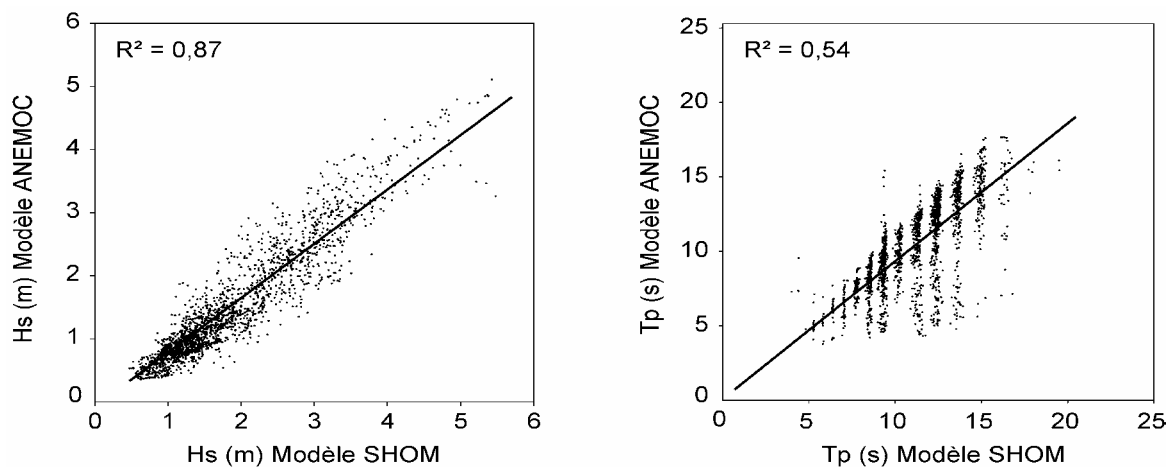


Figure 133 : Corrélation entre les données de vagues (hauteurs significatives et périodes pic) obtenues à partir de la base de données ANEMOC et celles obtenues à partir du modèle du SHOM.

La relation est très bonne pour le paramètre Hs (R^2 de 0,87), même si le modèle du SHOM tend à surestimer légèrement les hauteurs de vagues par rapport au modèle ANEMOC. En revanche, la relation est moins bonne pour le paramètre Tp (R^2 de 0,54). Un étalement plus important des données ainsi que des effets de seuils sont observés dans les périodes de pic simulées par les deux modèles. Ces différences sont liées aux données de vents utilisées, plus précises pour le modèle ANEMOC.

1-4- Estimation des hauteurs d'eau extrêmes

La reconstitution des épisodes de haut niveau d'eau a nécessité, d'une part, l'acquisition et le traitement de données marégraphiques et, d'autre part, le calcul des phénomènes de *wave setup* et de *runup*.

1-4-1- Les données marégraphiques

Les données marégraphiques proviennent du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). Elles ont été obtenues soit directement du SHOM, soit sur le site Internet SONEL (www.sonel.org).

En rade de Brest, nous avons utilisé les données de hauteurs d'eau horaires enregistrées directement par le marégraphe de Brest, situé à l'entrée de la ria de la Penfeld. Ce marégraphe, installé en 1846 par Rémy Chazallon (1802-1872), fonctionne presque en continu depuis cette date. Ces données intègrent non seulement les variations du niveau d'eau liées à la marée astronomique, mais aussi les phénomènes de surcote et de décote. La seule lacune importante dans les enregistrements correspond à la période 1944-1953 (figure 134). Elle est liée à la destruction du marégraphe lors des bombardements du port de Brest par les Alliés entre juin et septembre 1944 (Pouvreau *et al.*, 2006).

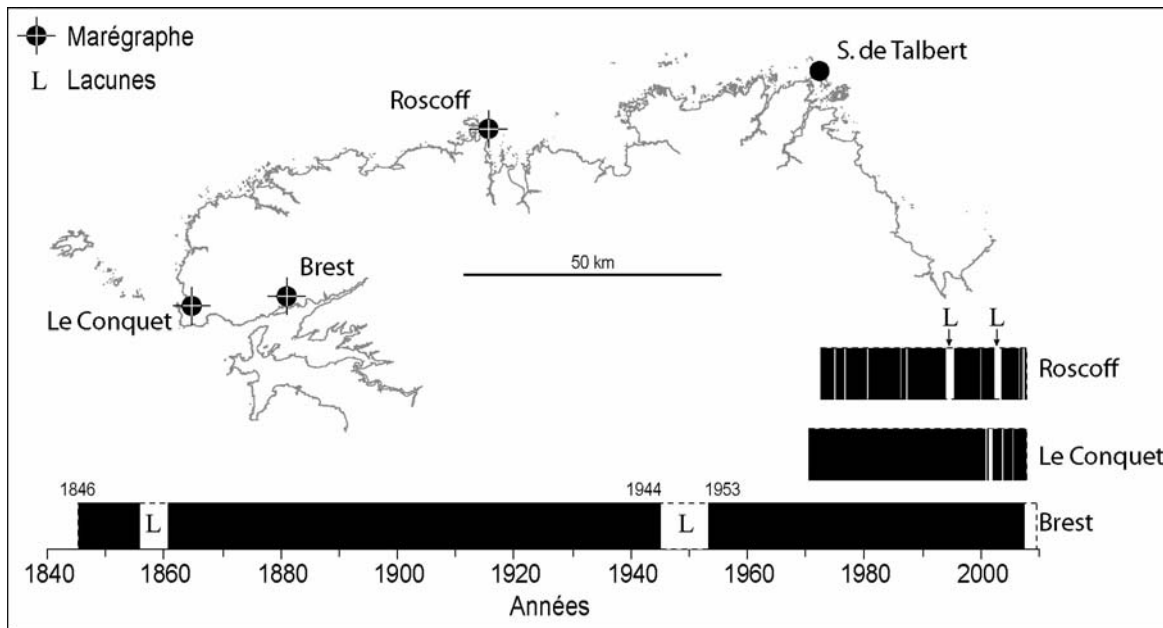


Figure 134 : Couverture temporelle des données marégraphiques disponibles pour la rade de Brest et le Sillon de Talbert.

Sur le Sillon de Talbert, l'absence de marégraphe à proximité a nécessité l'utilisation de données issues d'une simulation numérique de la marée, effectuée par le service « marégraphie » du SHOM. Les données s'étalent de janvier 1979 à septembre 2007. Le modèle utilisé intègre une cinquantaine de composantes harmoniques de la marée. Cependant, ces données n'intègrent pas les phénomènes de surcote et de décote. Ces valeurs ont donc été recherchées dans les enregistrements marégraphiques effectués au port de Roscoff, situé à quelques 80 km à l'ouest du Sillon de Talbert. Quelques lacunes existent dans cette série de données et ont été comblées par les données acquises au port du Conquet, après transformation des valeurs selon l'équation suivante :

$$X = 0,875036y + 4,91426$$

où x et y sont respectivement les valeurs de surcote ou de décote observées au Conquet et à Roscoff. Cette équation a été déterminée par une régression linéaire intégrant toutes les données enregistrées sur ces deux sites entre 1973 et 2006, soit près de 472 000 observations (figure 135). La droite de régression présente un R^2 très significatif (0,89) et l'erreur type d'estimation ne dépasse pas ± 6 cm.

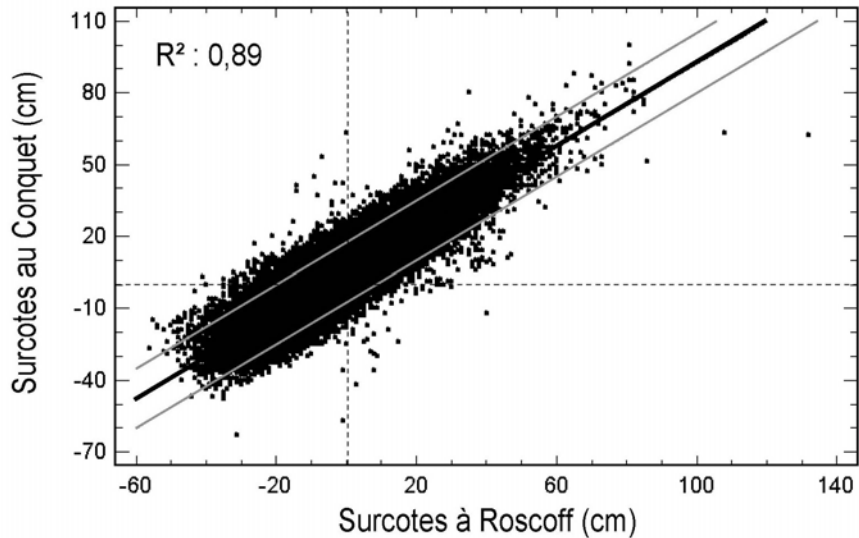


Figure 135 : Corrélation entre les valeurs de surcotes enregistrées au port de Roscoff et les valeurs de surcote enregistrées au port du Conquet, entre 1973 et 2006.

La distance entre le port de Roscoff et le Sillon de Talbert induit probablement un certain déphasage et des écarts d'amplitude dans le pic de surcote dont nous ne pouvons pas tenir compte. Il faut donc considérer ici les données marégraphiques comme une estimation comportant une part d'incertitude non négligeable.

1-4-2- Le calcul du *wave setup* et de *swash runoff*

Nous l'avons évoqué précédemment, les vagues peuvent également contribuer à la génération de hauts niveaux d'eau sur les flèches de galets à travers les phénomènes de *wave setup* et de *swash runoff* (figure 67). Le *wave setup* s'explique par l'accumulation des masses d'eau entre la zone de déferlement des vagues et la plage, créant une déformation du plan d'eau dont la pente est orientée vers le rivage. Le *swash runoff* correspond, quant à lui, à la partie supérieure du jet de rive sur la plage. Au cours des cinquante dernières années, de nombreuses tentatives ont été menées par le génie côtier pour quantifier précisément l'ampleur de ces phénomènes sur le rivage, dans le cadre d'un meilleur dimensionnement des ouvrages de protection contre la mer (US Army Corps of Engineers, 2006). Ces recherches ont abouti à la mise au point d'un grand nombre de formules s'appuyant soit sur des expériences menées en laboratoire dans des bassins à houles, soit sur des mesures de terrain.

De nombreux chercheurs ont tenté d'établir la relation entre le *setup* et les conditions environnementales. Bowen *et al.* (1968) puis Guza et Thornton (1981) proposent une estimation du *setup* basée respectivement sur la hauteur des vagues au déferlement et sur la hauteur des vagues au large, selon une relation de proportionnalité entre ces deux paramètres. Holman et Sallenger (1985) constatent ensuite, par le biais de mesures de terrain, que la hauteur des vagues et le *setup* sont mal corrélés. En revanche, à mesure que le contexte morphodynamique devient réfléchissant, il existe une bonne relation entre le *setup* et le nombre d'Iribaren, ξ_0 , (Battjes, 1974) d'équation :

$$\xi_0 = \tan \beta_f / (H_0 / L_0)^{1/2}$$

où β_r est la pente de la plage, H_o et L_o sont respectivement la hauteur et la longueur d'onde des vagues au large. Ces résultats amènent donc à ne plus considérer uniquement les conditions de vagues mais à intégrer également la pente de la plage comme un paramètre déterminant dans le calcul du *setup*. Par ailleurs, les travaux menés par Hanslow et Nielsen (1993) sur les plages australiennes montrent toutefois qu'en domaine dissipant, le *setup* est indépendant de la pente, de sorte que le nombre d'Iribarren n'est plus un paramètre déterminant.

Les études portant sur le *swash runup* ont été conduites en laboratoire dans un premier temps (Hunt, 1959). Elles partent du principe établi par Miche (1951), selon lequel les vagues monochromatiques se déclinent en deux composantes : une composante progressive dont l'énergie est dissipée durant le déferlement ; et une composante stable dont l'énergie est réfléchiée sur la plage et qui se présente sous la forme du *swash*. Sur les plages à faible pente, l'énergie des vagues est essentiellement dissipée dans la zone de déferlement, et l'amplitude du *swash* est réduite. A l'inverse, sur les plages à forte pente, les vagues déferlent à proximité de la plage, et l'énergie est principalement réfléchiée sous la forme du *swash*. Hunt (1959) insiste donc sur l'importance de la pente dans l'amplitude du *swash* et dans le niveau atteint par les plus hauts jets de rive. Par la suite, Holman (1986), puis Nielsen et Hanslow (1991) démontrent à partir de mesures de terrain que le nombre d'Iribarren est un paramètre plus pertinent pour estimer l'amplitude du *swash runup* sur les plages.

Les phénomènes physiques de *setup* et de *swash runup* étant influencés par la pente de la plage, différentes équations ont été mises au point pour déterminer conjointement ces deux paramètres, selon que le secteur étudié se situe en contexte morphodynamique dissipant ou réfléchissant (tableau 7). Ces équations permettent de déterminer le paramètre $R_{2\%}$, correspondant au *runup* dépassé par 2 % des plus hauts jets de rive.

Mase (1989) et Ruggiero *et al.* (2001) proposent des formules permettant de quantifier le *runup* sur les plages à faible pente présentant un caractère dissipatif à hyper-dissipatif. Les travaux de Van Der Meer et Stam (1992) portent sur le calcul du *runup* pour des ouvrages de protection réfléchissants, imperméables et lisses. Les formules proposées par Holman (1986) sont issues de mesures de terrain effectuées sur les plages de Caroline du Nord (USA) aux caractéristiques morphodynamiques variables. Komar (1998) propose une formule permettant de quantifier le *runup* sans préciser le type d'environnement littoral dans lequel elle peut être utilisée. Enfin, Stockdon *et al.* (2006) ont récemment mis au point trois formules empiriques en reprenant les mesures de terrain réalisées entre 1982 et 1997 sur dix plages situées en Hollande (Ruessink *et al.*, 1998) et dans les Etats de Caroline du Nord (Holman, 1986 ; Holland et Holman, 1993, 1996), de Californie (Holland *et al.*, 1995) et d'Oregon (Ruggiero *et al.*, 2001) aux Etats-Unis. La morphologie de ces dix plages et les conditions hydrodynamiques régnant lors de ces campagnes de mesure ont permis d'appréhender les phénomènes de *setup* et de *runup* sous une large gamme de conditions environnementales. L'incertitude liée à la paramétrisation a également été quantifiée en comparant les valeurs prédites par les équations aux données mesurées sur le terrain. La marge d'erreur moyenne (σ) liée à l'emploi des équations pour déterminer conjointement le *setup* et le *runup* est estimée à ± 38 cm. Trois équations sont ainsi proposées en fonction de l'état morphodynamique de la plage, défini par le nombre d'Iribarren ξ_o (Battjes, 1974).

Auteurs	Équations	
<i>Holman (1986)</i>	$R_{2\%} = H_s (0,83 \xi_o + 0,2)$	
<i>Mase (1989)</i>	$R_{2\%} = 1,86 H_s \xi_o^{0,71}$	
<i>Meer et Stam (1992)</i>	$R_{2\%} = 0,96 H_s \xi_o$	
<i>Komar (1998)</i>	$R_{2\%} = 0,92 H_s \xi_o$	
<i>Ruggiero et al. (2001)</i>	$R_{2\%} = 0,27 \sqrt{\tan\beta \times H_s \times L_o}$	
<i>Stockdon et al. (2006)</i>	$\xi_o < 0,3$	$R_{2\%} = 0,043 (H_s L_o)^{1/2}$
	$0,3 < \xi_o < 1,25$	$R_{2\%} = 1,1 \left((0,35 \tan\beta (H_s L_o)^{1/2} + \frac{[H_s L_o (0,563 \tan\beta^2 + 0,004)]^{1/2}}{2} \right)$
	$\xi_o > 1,25$	$R_{2\%} = 0,73 \tan\beta (H_s L_o)^{1/2}$

Tableau 7 : Les différentes formules proposées pour déterminer le R2% où Hs correspond à la hauteur significative des vagues au large, Lo à la longueur d'onde des vagues au large et tanβ est la pente de la plage.

Chacune de ces formules a été testée sur le Sillon de Talbert à partir des données de houle du mois de janvier 1979 (figure 136A). La figure 136B illustre les écarts importants dans les valeurs de *runup* selon le type de formule utilisée. Ainsi, les écarts peuvent dépasser 7 m selon que l'on considère la formule de Mase (1989) ou celle de Stockdon *et al.* (2006).

Ces différences amènent donc à s'interroger sur le choix de la formule la plus appropriée pour le type d'accumulation que nous étudions. Les flèches de galets de Bretagne présentent le plus souvent une pente assez forte qui les range dans le domaine réfléchissant. Toutefois, les valeurs de pente peuvent présenter de grandes variations le long des cordons. Sur le Sillon de Talbert, par exemple, la partie proximale montre des pentes relativement faibles (de l'ordre de 5 % à 7 %) en comparaison avec la partie distale (15 % en moyenne). Par ailleurs, une même portion de cordon peut passer successivement par des contextes morphodynamiques réfléchissant, intermédiaire puis dissipant dès lors que les conditions de vagues évoluent dans le temps. Par conséquent, le choix d'une formule plutôt qu'une autre reste assez délicat et nécessite une validation de terrain.

Une telle validation a été entreprise sur le Sillon de Talbert en utilisant d'une part une photographie aérienne oblique de la partie nord de la flèche, prise par Chantal Bonnot-Courtois le 19 septembre 2001 deux heures après la pleine mer (figure 137A). Seule la portion du cordon visible au premier plan du cliché est exploitable. Le contour de la laisse de pleine mer est facilement identifiable et correspond au niveau atteint par les plus hauts jets de rive avant le retrait de la mer (figure 137B). L'altitude de ce dépôt a été déterminée en utilisant, d'autre part, le MNT Lidar effectué le 08/10/02 (figure 137C). Près d'un an sépare la photographie aérienne du MNT, au cours duquel le cordon n'a pas connu de profondes modifications morphologiques. Il a donc été possible de retrouver assez précisément le niveau atteint par les vagues dans cette partie de la flèche, correspondant à la cote de 11 m. La part d'incertitude est estimée à ± 0,2 m.

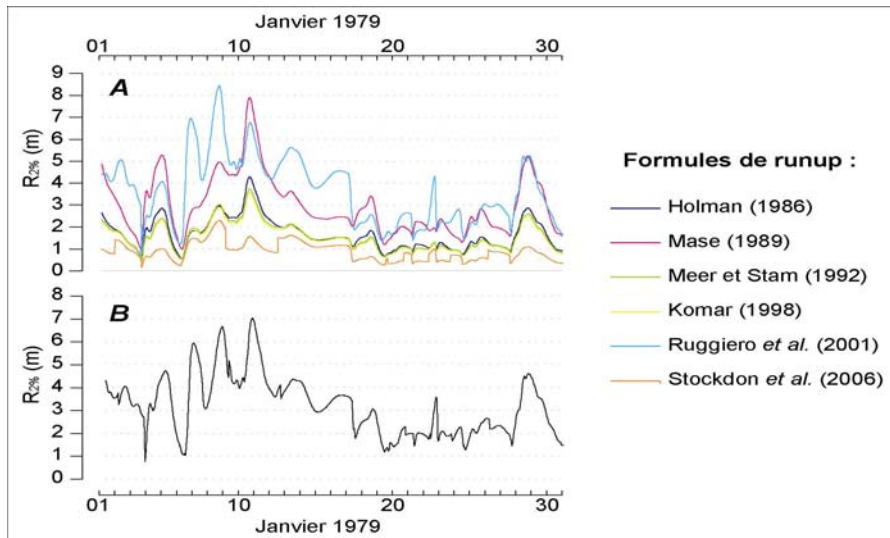


Figure 136 : A. Valeurs de *runup* calculées au cours du mois de janvier 1979 sur le Sillon de Talbert, à partir de différentes équations. B. Ecarts maximum dans les valeurs de *runup* obtenues par les équations.

Nous avons comparé les niveaux d'eau obtenus en utilisant les différentes formules de *runup* présentées précédemment pour la pleine mer du 19 septembre 2001 avec la donnée de terrain. Le tableau 8 montre que toutes les formules surestiment le niveau atteint par les plus hauts jets de rive à l'exception de celles de Stockdon *et al.* (2006). L'ensemble des calculs de *runup* a donc été réalisé à partir de ces équations qui présentent, en outre, l'avantage de tenir compte de toute la gamme de conditions morphodynamiques définie par le nombre d'Iribarren. Elles offrent, en dernier lieu, une estimation des erreurs inhérentes au calcul qui peut alors être intégrée à nos résultats.

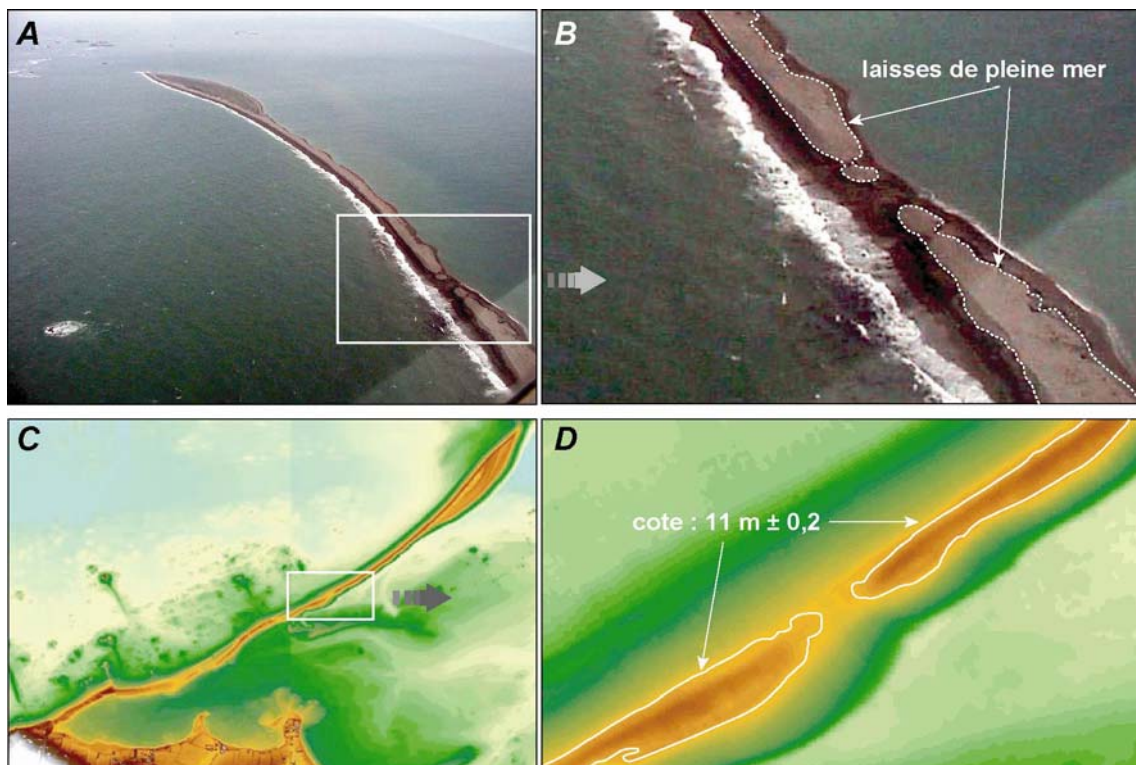


Figure 137 : A. Photographie aérienne oblique du Sillon de Talbert datée du 19/09/01, deux heures après la pleine mer (cliché : Chantal Bonnot-Courtois). B. Agrandissement d'une partie de la photographie aérienne sur lequel les laises de pleine mer sont facilement identifiables. C. Modèle Numérique de Terrain Lidar du 8 octobre 2002. D. Agrandissement du MNT et détournement de la cote de 11 m correspondant approximativement au niveau atteint par la pleine mer du 19 septembre 2001.

Equations	Hauteurs d'eau estimées	σ^*
Stockdon et al. (2006)	10,95	- 0,05
Holman (1986)	11,61	+ 0,61
Mase (1989)	12,48	+ 1,48
Komar (1998)	11,41	+ 0,41
Ruggiero et al. (2001)	12,36	+ 1,36
Meer et Stam (1992)	11,45	+ 0,45

*Ecart entre les hauteurs d'eau estimées et la données de terrain (m)

Tableau 8 : Comparaison entre les hauteurs d'eau estimées par les différentes formules de *runup* testées et la donnée de terrain.

Il convient de préciser que l'étude menée en rade de Brest s'appuie aussi sur l'emploi des formules de Stockdon *et al.* (2006) bien qu'aucune validation n'ait été entreprise. La figure 138 montre toutefois que si des différences existent dans l'estimation des valeurs de *runup* en fonction des formules utilisées, celles-ci ne dépassent pas 1 m le plus souvent.

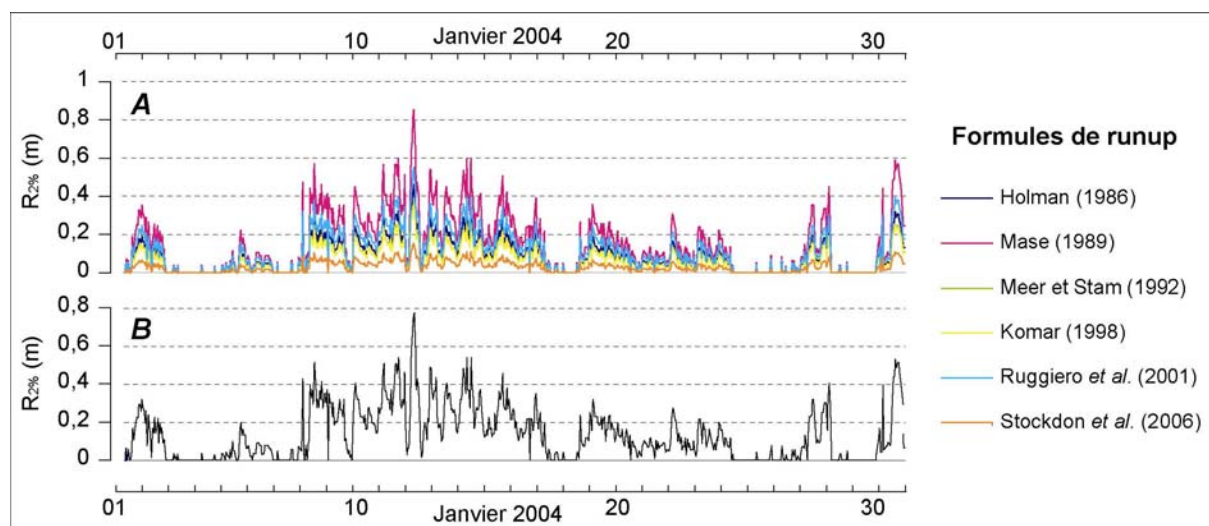


Figure 138 : A. Valeurs de *runup* calculées au cours du mois de janvier 2004 sur le Sillon des Anglais, à partir de différentes équations. B. Ecart maximum entre les valeurs de *runup* obtenues par les équations.

1-5- Synthèse des données utilisées et résolution spatiale de l'analyse

1-5-1- Résolution spatiale

En rade de Brest, notre étude vise à analyser l'impact des épisodes météo-marins sur l'évolution générale de chacune des flèches de galets. Par conséquent, les données de mobilité utilisées sont les bilans surfaciques calculés à l'échelle de chaque accumulation littorale. Nous ne tiendrons pas compte des différences d'évolution que l'on peut observer de part et d'autre d'un même cordon.

Au Sillon de Talbert, la longueur de la flèche et la diversité des environnements morphosédimentaires qui la composent nous imposent d'utiliser une résolution spatiale plus fine qu'en rade de Brest. Par conséquent, la chronologie des submersions marines a été retracée sur chacun des 110 transects ayant servi à quantifier la mobilité du cordon. De cette façon, nous tenterons de mettre en relation la variabilité longitudinale du recul avec les divers degrés de sensibilité du cordon à la submersion.

1-5-2- Période couverte par l'analyse

La période sur laquelle s'étend notre analyse de l'impact des submersions marines a été déterminée par la disponibilité des données météo-marines d'une part, et des données de mobilité littorale d'autre part. En rade de Brest, les données utilisées pour reconstituer la mobilité des flèches littorales ont été décrites dans le chapitre précédent. Pour un grand nombre de secteurs, elles s'étendent de 1817 à 2006. Toutefois, les plus anciennes d'entre elles sont peu précises. Dans cette étude, nous tiendrons compte uniquement des données obtenues par l'analyse des photographies aériennes, qui remontent jusqu'à l'année 1930.

En ce qui concerne les données météo-marines en rade de Brest, aucune mesure de vent n'est effectuée avant 1955. Il est donc impossible de reconstituer les conditions de vague à la côte avant cette date. En revanche, la marée peut être étudiée sur une période beaucoup plus longue, de 1860 à 2007, mais les enregistrements comportent, comme nous l'avons vu, des lacunes importantes entre 1944 et 1953. Nous débuterons donc notre analyse à partir de 1953 en nous basant simplement sur la marée astronomique et les surcotes (tableau 9). Puis, dès 1955, les données de vent permettront d'intégrer les phénomènes de *setup* et de *runup* à notre analyse.

Années	Photographies aériennes	Données marégraphiques	Données de vents (Vagues)	Données topographiques
1940	L	L	L	L
1950	1948	1953	1955	L
1960	données ponctuelles (variables selon les sites)	↓	↓	1966 (Loc'h uniquement)
1970				L
1980				
1990				
2000	2004	↓	↓	2004 2005 2006
		2006	2006	

L : lacunes

Tableau 9 : Récapitulatif des données utilisées pour l'étude des submersions marines sur les flèches de la rade de Brest.

Enfin, les valeurs d'altitude permettant de fixer un seuil de submersion sont issues de levés très récents (2004-2007), à l'exception de la flèche du Loc'h qui a fait l'objet de mesures dans les années 1960 (Berthois et Auffret, 1969), comme nous l'avons précisé précédemment. Cela nous amène donc

avons pu bénéficier des données anémométriques de Météo-France, couvrant une période supérieure à 50 ans, de 1955 à 2006.

L'emploi complémentaire de formules empiriques pour déterminer les conditions hydrodynamiques en rade de Brest ainsi que les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* s'est révélé indispensable pour reconstituer au mieux les conditions météo-marines passées. Toutefois, chaque formule employée a nécessité une validation préalable à partir de données de terrain, en raison des grandes différences qui peuvent exister d'une équation à une autre. Ainsi, les différentes formules permettant d'estimer les conditions de vagues ont été testées en rade de Brest, en comparant les valeurs prédites aux mesures de houle effectuées dans le port de Brest à partir d'une bouée Datawell. L'équation de Donelan (1992) s'est révélée la plus adaptée à notre étude. Par ailleurs, sur le Sillon de Talbert, différentes formules de *runup* ont également été testées et les équations de Stockdon *et al.* (2006) ont été retenues.

En définitive, ce travail a permis de reconstituer la chronologie des épisodes de submersion marine en rade de Brest et sur le Sillon de Talbert. La topographie des cordons littoraux a été prise en compte afin de déterminer un seuil altitudinal au-delà duquel s'effectue le franchissement des accumulations par les plus hauts jets de rive. L'une des limites de ce travail réside dans le manque de données topographiques disponibles, nous forçant à considérer que la topographie des flèches est restée stable au cours du temps.

2- Impact des submersions marines sur le recul des flèches de galets

2-1- Des réponses morphologiques variables face aux submersions marines en rade de Brest

Les relations entre la mobilité des cordons littoraux et la chronologie des épisodes de submersions entre 1953 et 2006 sont présentées dans les figures 139, 140 et 141. Les altitudes moyennes du front de végétation ($F_{\text{-veget.}}$) et de la crête des cordons ($C_{\text{-cord.}}$) sont reportées sur chaque profil topographique et permettent de replacer l'impact des événements météo-marins au sein de la classification de Sallenger (2000). Cette approche permet de distinguer trois zones le long du profil de plage (Stéphan, 2006, 2008). La première zone (Z1) comprend toute la partie basse du profil, inférieure au front de végétation. Elle est le plus souvent affectée par l'action des vagues (*swash regime*). La seconde zone (Z2) est comprise entre le front de végétation et le sommet du cordon. A ce niveau, les vagues sont susceptibles d'entraîner un recul de la végétation (*collision regime*). Enfin, la troisième zone (Z3) est atteinte uniquement lors des phases de submersion marine (*overwash regime*) dès que les plus hauts jets de rive franchissent la crête du cordon. Trois types de réponse morphologique se distinguent face à la fréquence et à l'intensité des submersions marines (Stéphan, 2008).

2-1-1- Une évolution indépendante des submersions marines

Sur les flèches de Kersanton, Mengleuz, le Faou, la méthodologie mise en place rend difficilement compte de l'impact des submersions marines. Comme nous l'avons montré précédemment, ces flèches ont enregistré un recul rapide et quasi-ininterrompu au cours des cinq dernières décennies. Par conséquent, la morphologie initiale des cordons a connu de profondes modifications dont nous ne pouvons malheureusement pas tenir compte, en l'absence de données

topographiques antérieures. Au mieux, pouvons-nous supposer, en toute logique, que la crête de ces accumulations s'est progressivement abaissée, accroissant leur sensibilité à la submersion marine.

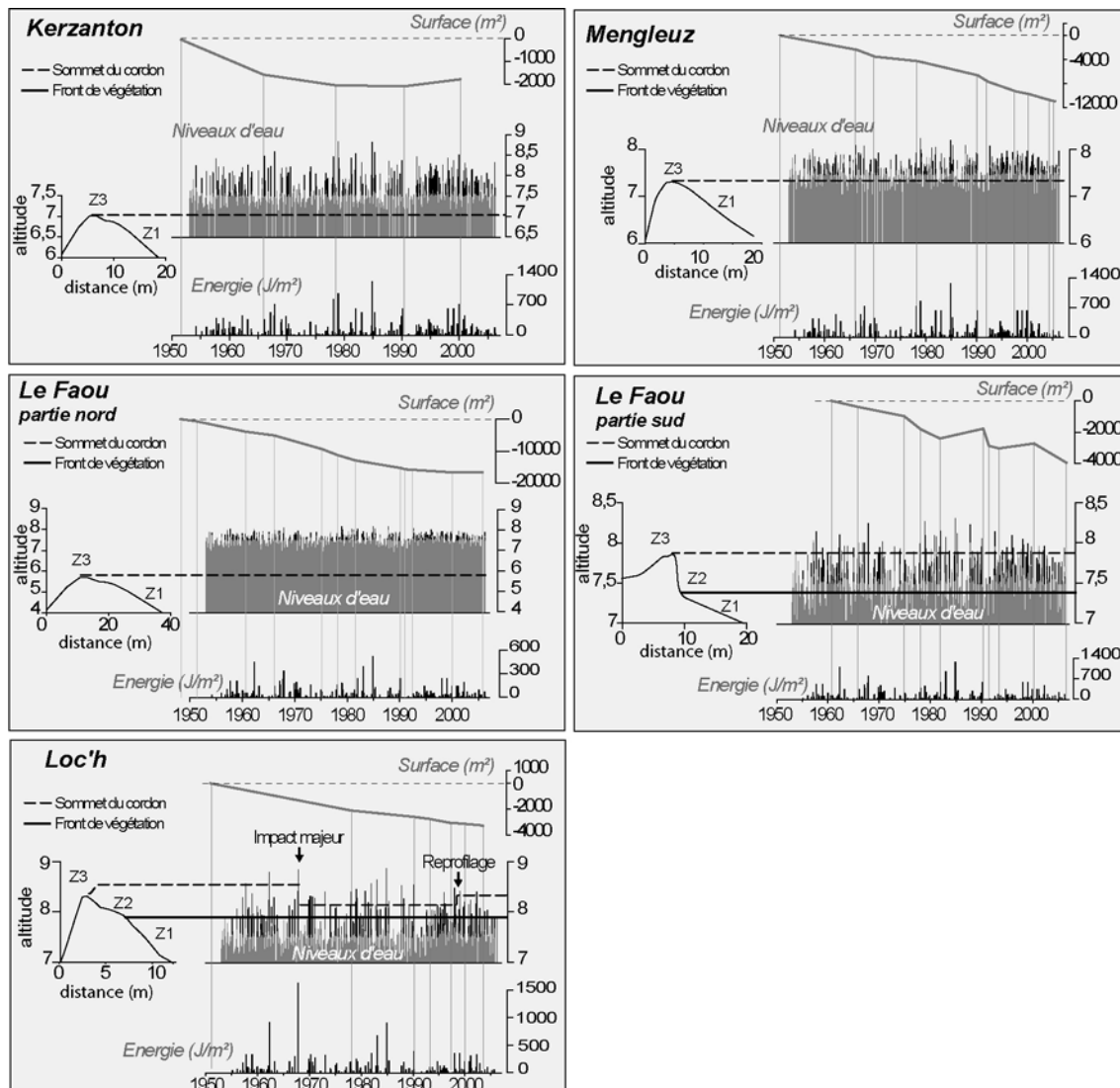


Figure 139 : Relation entre le recul des cordons par rollover et les épisodes de hauts niveaux d'eau (Stéphan, 2008).

Dans le chapitre précédent, nous avons insisté sur le démantèlement progressif de la flèche du Faou après l'ouverture de brèches dans les années 1970. Les galets se sont peu à peu étalés vers l'intérieur de l'estuaire du Faou jusqu'à former des bancs découvrant à basse mer. De telles évolutions impliquent nécessairement un abaissement de la crête dont l'altitude initiale était plus importante que celle relevée en 2006. Il en est de même pour les flèches de Mengleuz et de Kersanton. La figure 139 laisse penser que ces cordons ont été affectés par un grand nombre de submersions marines depuis 1953, en raison de leur faible altitude. Or, il n'en a pas toujours été ainsi. Leur crête s'est progressivement abaissée depuis 1952 sous le fait d'une pénurie sédimentaire liée, pour certains, à l'action anthropique (Stéphan *et al.*, 2005a).

Seule la flèche du Loc'h a fait l'objet de mesures topographiques par le passé (Berthois et Auffret, 1969). Il est ainsi possible de constater que jusqu'en 1966, la flèche présente une crête relativement élevée qui n'est que rarement atteinte par les plus hauts jets de rive. A l'issue d'une violente tempête, sur laquelle nous reviendrons dans ce chapitre, le cordon a été écrêté sur toute sa longueur et a reculé de plusieurs mètres vers l'intérieur des terres. Il est alors devenu plus sensible au franchissement par les vagues de tempête, participant à son recul par *rollover*. En 1995, un reprofilage et un rehaussement artificiel de la crête ont mis fin au recul du cordon sur la majeure partie de sa longueur.

2-1-2- Les flèches fortement contrôlées par les submersions marines

La mobilité des flèches d'Arun, du Bindy, du Roz, de Rosmélec, de Troaon ainsi que des Sillons des Anglais et de l'Auberlac'h est fortement contrôlée par l'intensité des épisodes de submersions marines. Ces cordons sont affectés par des phases bien marquées de recul, étroitement liées aux conditions de forçages météo-marins propices à l'attaque du front de végétation ou à la submersion des cordons par les vagues. A chaque phase d'érosion brutale des cordons correspondent un ou plusieurs épisodes de submersion marine s'accompagnant de vagues de forte énergie (figure 140).

Par ailleurs, ces épisodes se soldent généralement par un transfert irréversible des sédiments par-dessus la crête des cordons. De ce fait, les phases de rééquilibrage qui succèdent aux épisodes érosifs sont incapables de gommer l'impact des submersions. Ces processus sont particulièrement bien visibles entre deux séries d'observations par photographie aérienne.

Les seules phases d'attaque du front de végétation par les vagues n'influencent pas l'évolution des cordons littoraux. Ces phases sont plus nombreuses mais sont rapidement gommées par les réajustements morphosédimentaires post-érosifs. Durant ces épisodes, les sédiments prélevés dans la partie supérieure du profil (Z2) sont déposés dans la zone de *swash* (Z1). Ces sédiments seront progressivement ramenés par les vagues au sommet du profil en condition de faible hydrodynamisme. Nous verrons, dans la troisième partie de notre travail que quelques mois suffisent pour que le cordon recouvre un profil initial. L'alternance des phases érosives et post-érosives répond ainsi à des cycles trop courts pour être décelés à partir de photographies aériennes prises à intervalles de temps pluriannuels.

Des phases d'avancée du front de végétation sont également observées et correspondent aux périodes marquées par une absence de submersion marine. La faible mobilité des sédiments permet à la végétation supralittorale de coloniser les parties supérieures du profil (Z2).

Enfin, il convient de préciser que ce type de réponse morphosédimentaire caractérise les flèches de type SAB, disposées perpendiculairement aux plus grandes longueurs de fetch. Les vagues les plus puissantes abordent donc ces secteurs avec une faible incidence ce qui limite les transits sédimentaires longitudinaux. L'essentiel des transferts de sédiments s'effectue donc dans la dimension transversale du profil.

2-1-3- Les flèches peu sensibles aux submersions marines

Les submersions marines n'apparaissent pas comme un facteur d'évolution littorale sur les flèches de type DAB en raison de l'extrême faiblesse énergétique des vagues (figure 141). Dans des secteurs aussi abrités, trois mécanismes totalement indépendants des dynamiques de submersion expliquent le manque de relation entre les niveaux d'eau extrêmes et la mobilité des cordons littoraux.

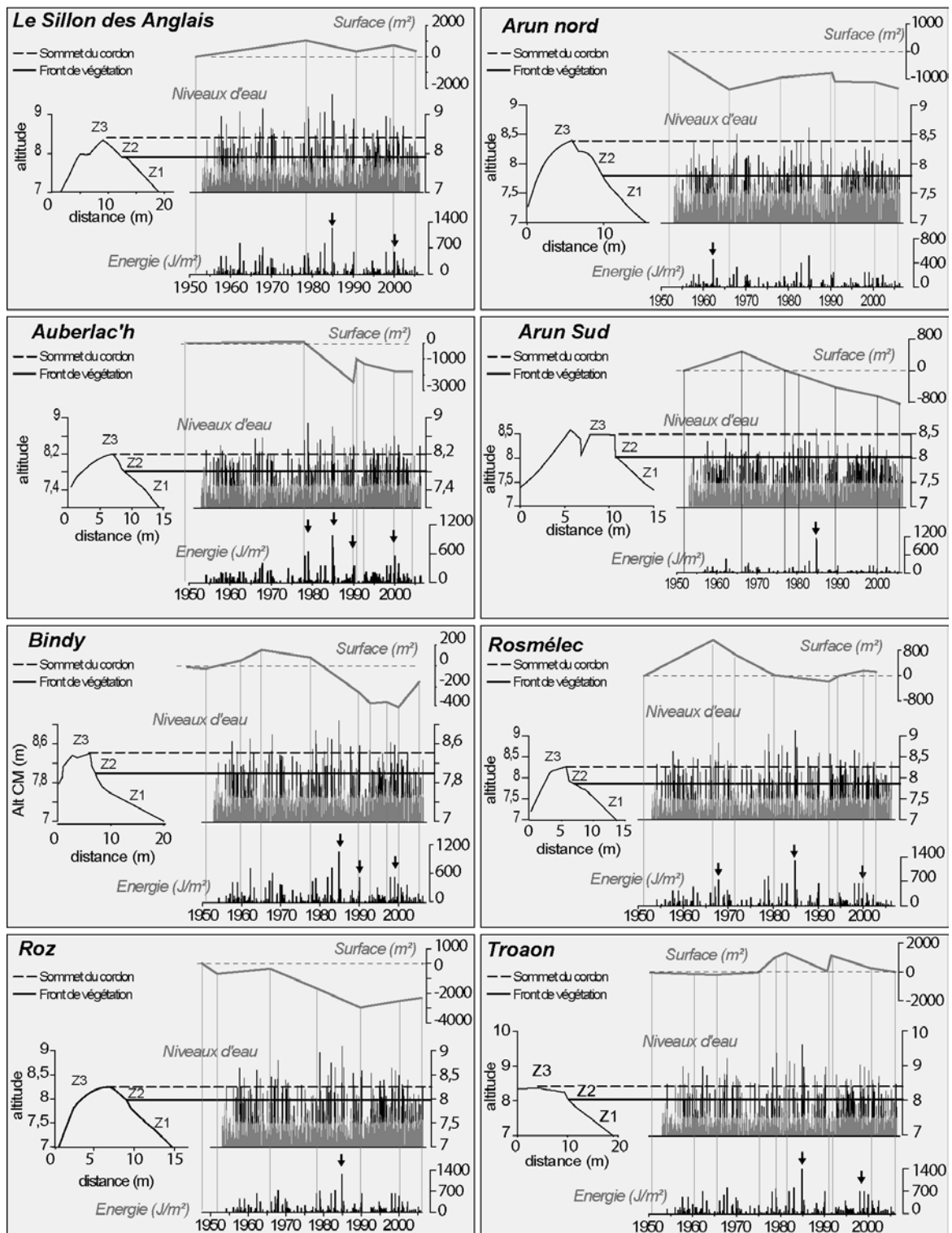


Figure 140 : Relation entre l'évolution des flèches de type SAB et les épisodes de hauts niveaux d'eau entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2008).

Tout d'abord, dans des contextes de très faible hydrodynamisme, les transferts sédimentaires transversaux ou longitudinaux se limitent aux zones médianes du profil de plage, les plus fréquemment battues par les vagues (Jackson *et al.*, 2002). Il en résulte une très faible mobilité de la partie sommitale des cordons sur laquelle porte notre analyse.

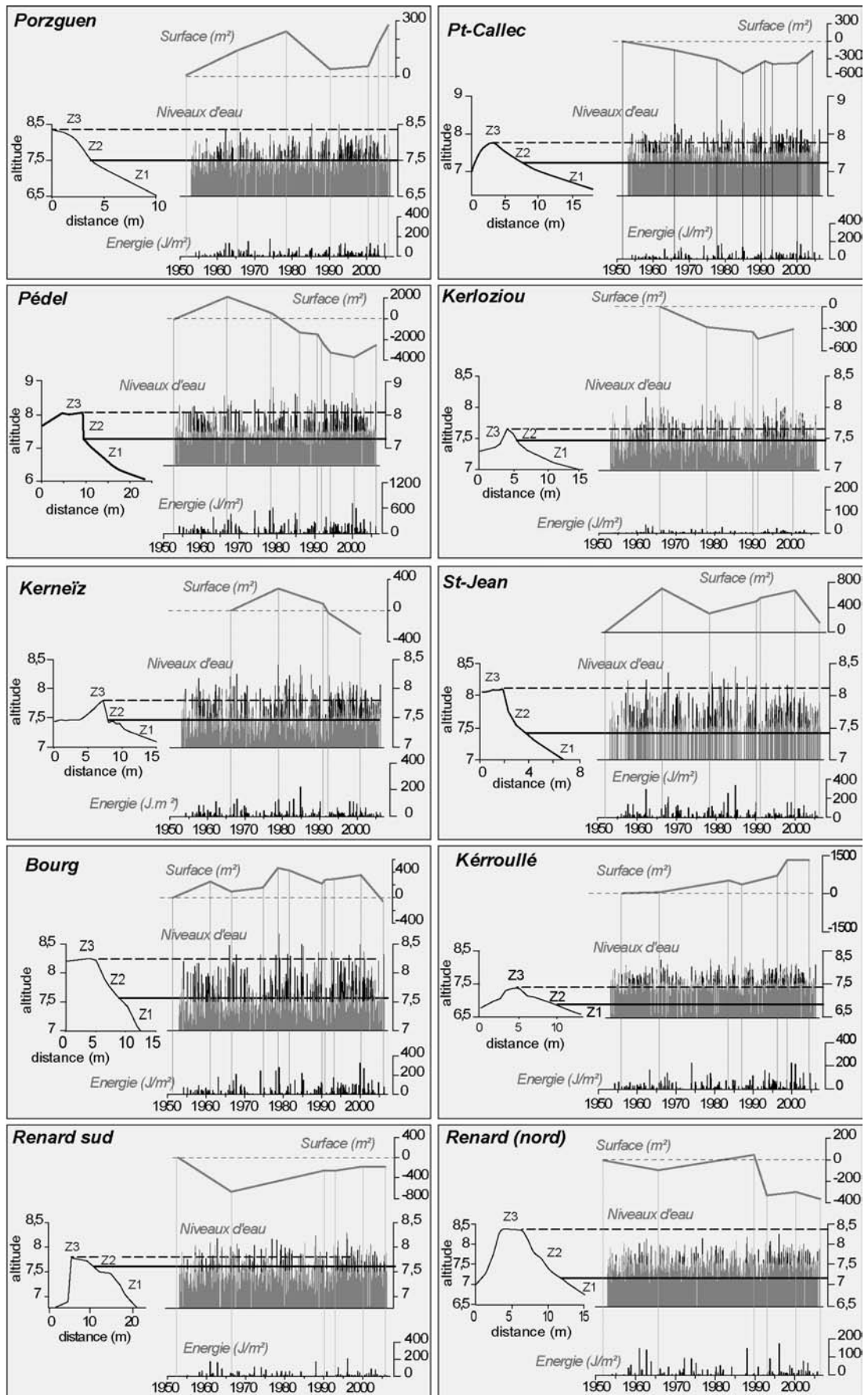


Figure 141 : Relation entre l'évolution des flèches de type DAB et les épisodes de hauts niveaux d'eau entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2008).

Ensuite, ces accumulations sont toutes orientées parallèlement aux plus grandes longueurs de fetch et correspondent aux DAB. Par conséquent, les transits sédimentaires longitudinaux prédominent. Les vagues les plus morphogènes abordent la plage avec un angle important et disposent d'une forte capacité de transport sédimentaire longitudinal. Ces transits sont ainsi responsables d'une redistribution des sédiments le long des cordons littoraux provoquant, comme nous l'avons vu précédemment, des phénomènes de cannibalisation sans lien avec la submersion.

Enfin, certaines de ces flèches se situent à l'embouchure de petits estuaires où la végétation tend à coloniser l'estran dès lors que les mouvements sédimentaires et l'hydrodynamisme sont limités. La dynamique récente du front de végétation n'a donc aucun rapport avec la chronologie des submersions marines.

2-2- Le rôle des submersions marines dans le recul du Sillon de Talbert

2-2-1- Variabilité spatiale et temporelle des submersions marines

La chronologie des épisodes de submersion dressée entre 1978 et 2006 met en évidence une forte variabilité spatiale et temporelle du phénomène le long du sillon de Talbert (figure 142). La racine du cordon (du transect P000 à P022) n'a jamais été submergée au cours de notre période d'étude. A ce niveau le sommet du cordon est coiffé par une dune dont l'altitude élevée interdit tout phénomène de franchissement par les vagues. En revanche, la partie proximale comprise entre les transects P030 et P050 montre une grande sensibilité aux submersions marines, notamment sur la période 1990-1998 au cours de laquelle deux brèches importantes se sont ouvertes dans le cordon et ont entraîné un abaissement local du sommet de l'accumulation (figure 143). Enfin, les parties médiane et distale du cordon, entre les transects P050 et P110, montrent globalement une faible sensibilité à la submersion, notamment sur la période 1990-2006. Seule une faible portion du cordon, comprise entre les transects P070 et P75, semble plus sensible. Cette section correspond à une partie surbaissée du cordon ayant connu une amorce de brèche entre 1978 et 1990.

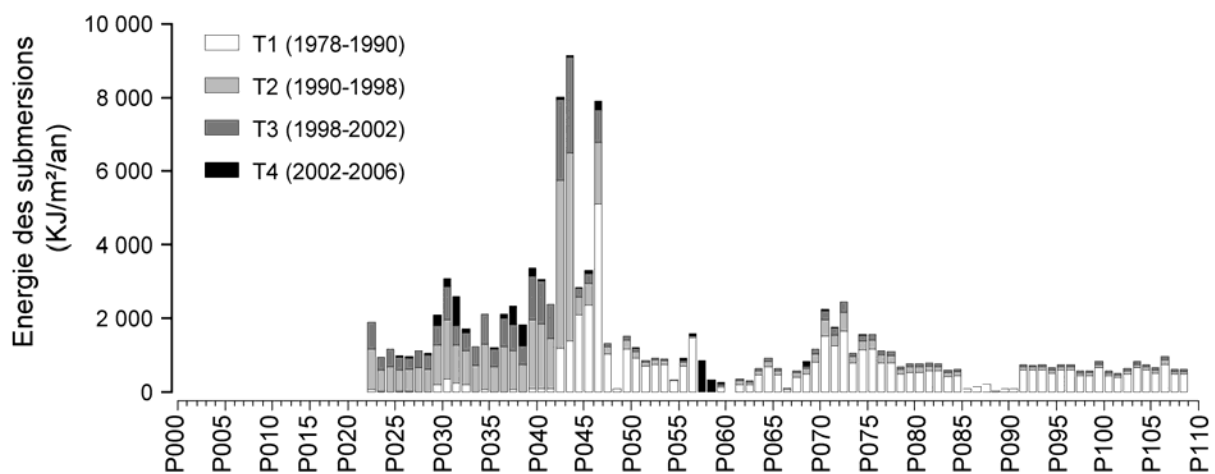


Figure 142 : Répartition de l'énergie annuelle des vagues enregistrée lors des épisodes de submersions marines pour les périodes T1 à T4 (Stéphan *et al.*, soumis).

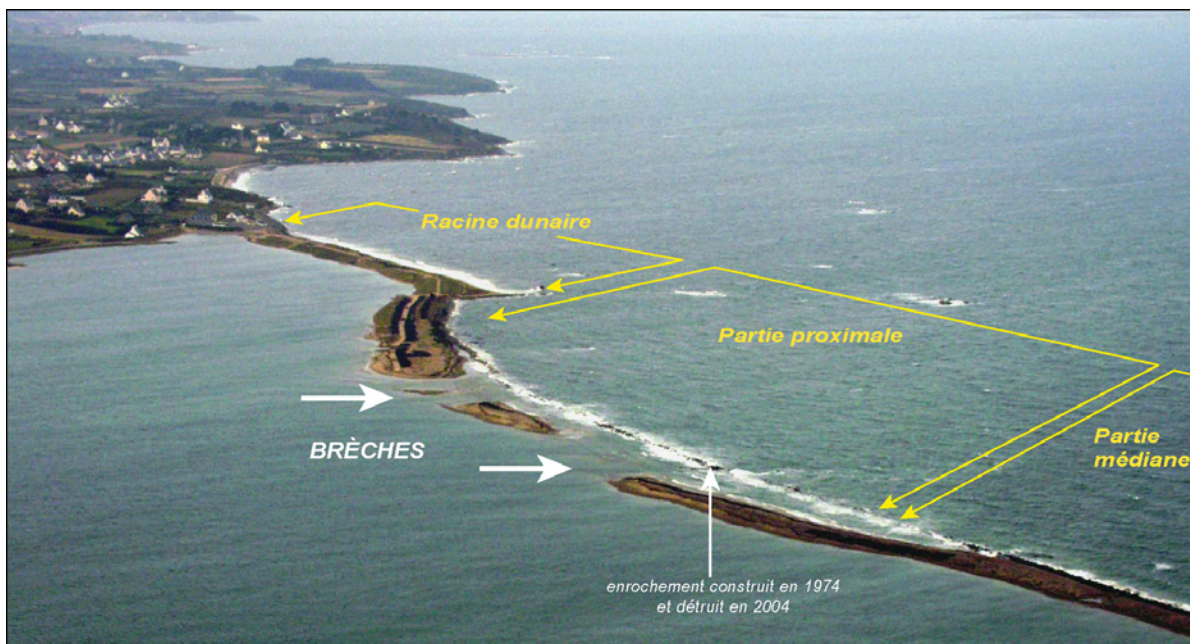


Figure 143 : Episode de submersion du 19 septembre 2001 dans la partie proximale du Sillon de Talbert. Les deux brèches ouvertes entre 1990 et 1998 sont particulièrement visibles. (cliché : C. Bonnot-Courtois, 19/09/01).

2-2-2- Un recul directement lié aux submersions marines

Au regard de la figure 144, il apparaît clairement que le recul du Sillon de Talbert est fortement contrôlé par la fréquence et l'intensité des submersions marines le long du cordon. Sur la période T1 (1978-1990), une bonne relation est observée entre les vitesses de recul et les submersions marines. Les vitesses de recul les plus rapides sont mesurées dans les secteurs les plus sensibles à la submersion. Inversement, le cordon montre une mobilité réduite dans les sections les moins touchées par la submersion.

Au cours de la période T2 (1990-1998), les submersions se cantonnent essentiellement dans la partie proximale du Sillon, entre P020 et P045, où les vitesses de recul sont les plus rapides (- 4m/an), autour de deux secteurs bien distincts compris respectivement entre les transects P022 et P027 et entre les transects P037 et P042. La fréquence et l'intensité des submersions sur ces deux secteurs s'expliquent par l'ouverture de deux larges brèches et la mise en place de lobes de débordement sur le revers de l'accumulation.

Entre 1998 et 2002, la partie proximale du cordon reste la plus touchée par les submersions marines. Toutefois, à la fréquence et à l'intensité de ce phénomène n'est plus associé un recul de l'accumulation. Les brèches ouvertes au cours de la période précédente se sont stabilisées et le cordon a probablement adopté un nouveau profil en équilibre avec des conditions hydrodynamiques plus propices au franchissement par les vagues.

La période 2002-2006 est marquée par un recul limité du cordon qui est associé à des submersions marines de faible énergie affectant uniquement quelques portions réduites du Sillon de Talbert.

2-3- Conclusion partielle

La chronologie des épisodes de submersion marine au cours des dernières décennies a été mise en relation avec la mobilité récente des flèches littorales.

Trois types de réponse morphologique ont été distingués sur les cordons de la rade de Brest. Un premier type de réponse caractérise, tout d'abord, les flèches de Kersanton, de Mengleuz, du Faou et du Loc'h dont la mobilité semble totalement indépendante des épisodes morphogènes. Les vitesses de recul sont régulières durant les cinquante dernières années, quelles que soient l'intensité ou la fréquence des submersions marines. Ces cordons sont en cours de démantèlement ou connaissent un *rollover* rapide, même durant les phases de calme morphogénique, en raison d'une situation de crise sédimentaire aigüe.

Un deuxième type de réponse caractérise, ensuite, les flèches d'Arun, du Roz, de Rosmélec, de Troaon, de l'Auberlac'h, du sillon des Anglais et le cordon du Bindy. Ici, les périodes les plus morphogènes se soldent par le recul des édifices sédimentaires, tandis que les phases de calmes sont marquées par une avancée du front de végétation au sommet des cordons. La mobilité de ces flèches est donc fortement contrôlée par les épisodes de submersion marine. Tous ces cordons sont de type SAB. Leur mobilité est dominée par des transferts sédimentaires transversaux.

Enfin, certaines flèches ne semblent absolument pas sensibles aux submersions marines (e.g. Porzguen, Pont-Callec, Pédel, Kerloziou). Elles correspondent aux cordons de type DAB, dominés par les transits longitudinaux. Ces flèches sont situées dans des secteurs de très faible hydrodynamisme. La faiblesse des vagues lors des épisodes de submersion marine limite les déplacements de matériel en direction du revers. Le recul du front de végétation sommitale s'effectue localement, dans la partie proximale des cordons. Il est souvent compensé par une avancée dans la partie distale, témoignant d'une évolution par cannibalisation.

Sur le Sillon de Talbert, la mobilité du cordon est directement liée à la fréquence et à l'intensité des submersions marines. Les portions fréquemment affectées par ces épisodes morphogènes sont celles qui enregistrent les vitesses de recul les plus rapides. La racine de la flèche, en revanche, ne subit aucune submersion durant la période 1978-2006 et présente une grande stabilité.

En outre, certaines périodes apparaissent plus morphogènes que d'autres. Entre 1990 et 2002, les submersions touchent essentiellement la partie proximale et entraînent l'ouverture de deux larges brèches au droit desquelles les vitesses de recul sont très élevées (4 m/an). La période 2002/2006, à l'inverse, se caractérise par des phénomènes de submersion très localisés et une relative stabilité du cordon.

3- Le fonctionnement morphosédimentaire à moyen terme des flèches de galets : synthèse

3-1- Trois types de fonctionnement morphosédimentaire reconnus en rade de Brest

L'étude des épisodes morphogènes menée sur l'ensemble des flèches de galets de la rade de Brest met en évidence trois types de fonctionnement morphosédimentaire à l'échelle pluri-décennale (Stéphan, 2008). D'une part, le degré de sensibilité à la submersion permet d'opposer les flèches de type DAB aux flèches de type SAB et révèle certaines caractéristiques de leur fonctionnement

morphosédimentaire respectif. D'autre part, la dynamique de *rollover* peut également être précisée en intégrant le principe d'inertie des formes d'accumulation.

3-1-1- Les flèches de type SAB et les flèches de type DAB : une sensibilité variable à la submersion

Le recensement des épisodes de submersion marine survenus entre 1955 et 2006 sur l'ensemble des secteurs étudiés en rade de Brest met en évidence une forte variabilité dans le degré de sensibilité des flèches de galets à ce type de phénomène. Ainsi, deux régimes de submersions marines peuvent être distingués (figure 145), reflétant deux grands types de fonctionnement morphosédimentaire, opposant les flèches faisant front aux vagues incidentes (type SAB) et les flèches alignées dans le sens de la dérive littorale (type DAB).

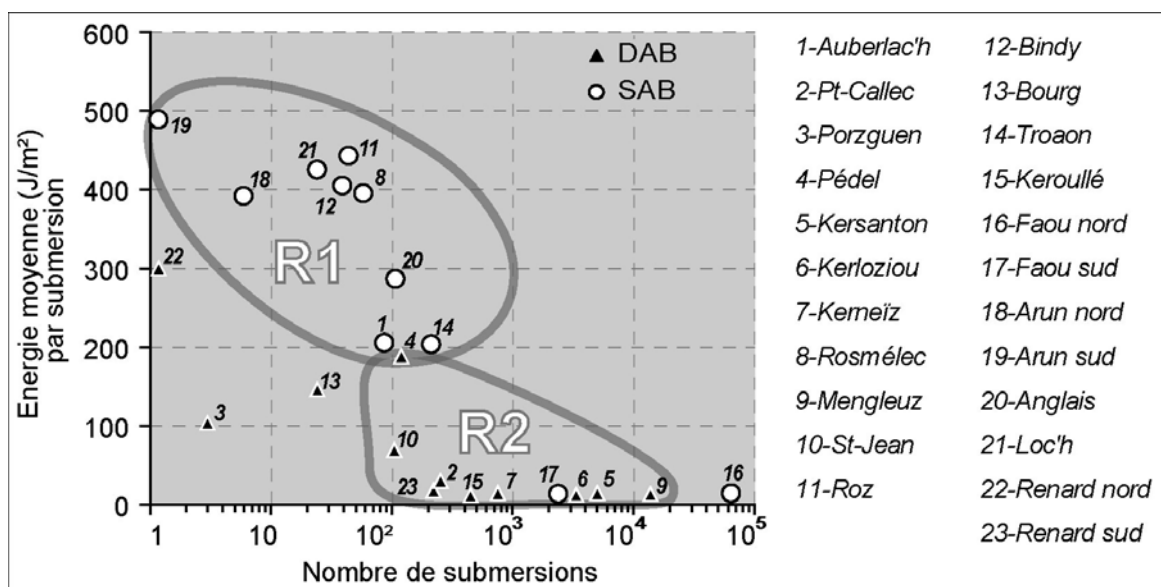


Figure 145 : Mise en évidence de deux régimes de submersion marine distincts affectant les flèches de la rade de Brest (Stéphan, 2008).

Le premier régime (R1) se marque par de rares épisodes de submersion marine présentant toutefois un caractère particulièrement énergétique ($E > 200 \text{ J/m}^2$). Il affecte toutes les flèches de type SAB faisant front aux vagues incidentes. Ces secteurs sont ouverts à de grandes longueurs de fetch donnant naissance à des vagues relativement hautes. Par conséquent, l'amplitude des phénomènes de *setup* et de *runup* est suffisamment importante pour permettre aux plus hauts jets de rive d'édifier progressivement une crête élevée. Parallèlement, des conditions marégraphiques et météorologiques relativement exceptionnelles doivent être réunies pour entraîner leur submersion. Ces flèches connaissent donc un recul épisodique par *rollover* à l'occasion de rares épisodes de submersion marine. Le plus souvent, les transferts sédimentaires sont transversaux. Les épisodes morphogènes les plus fréquents entraînent simplement une érosion sommitale du cordon et un déplacement des galets vers la partie médiane du profil (figure 146). Seule, la flèche du Faou montre un cas anormal d'une flèche de type SAB soumise à de fréquentes submersions. Le recul très rapide de ce cordon que nous avons étudié dans le chapitre précédent s'est probablement accompagné d'un abaissement concomitant de sa crête ce qui explique qu'il soit désormais soumis au second régime de submersion (R2).

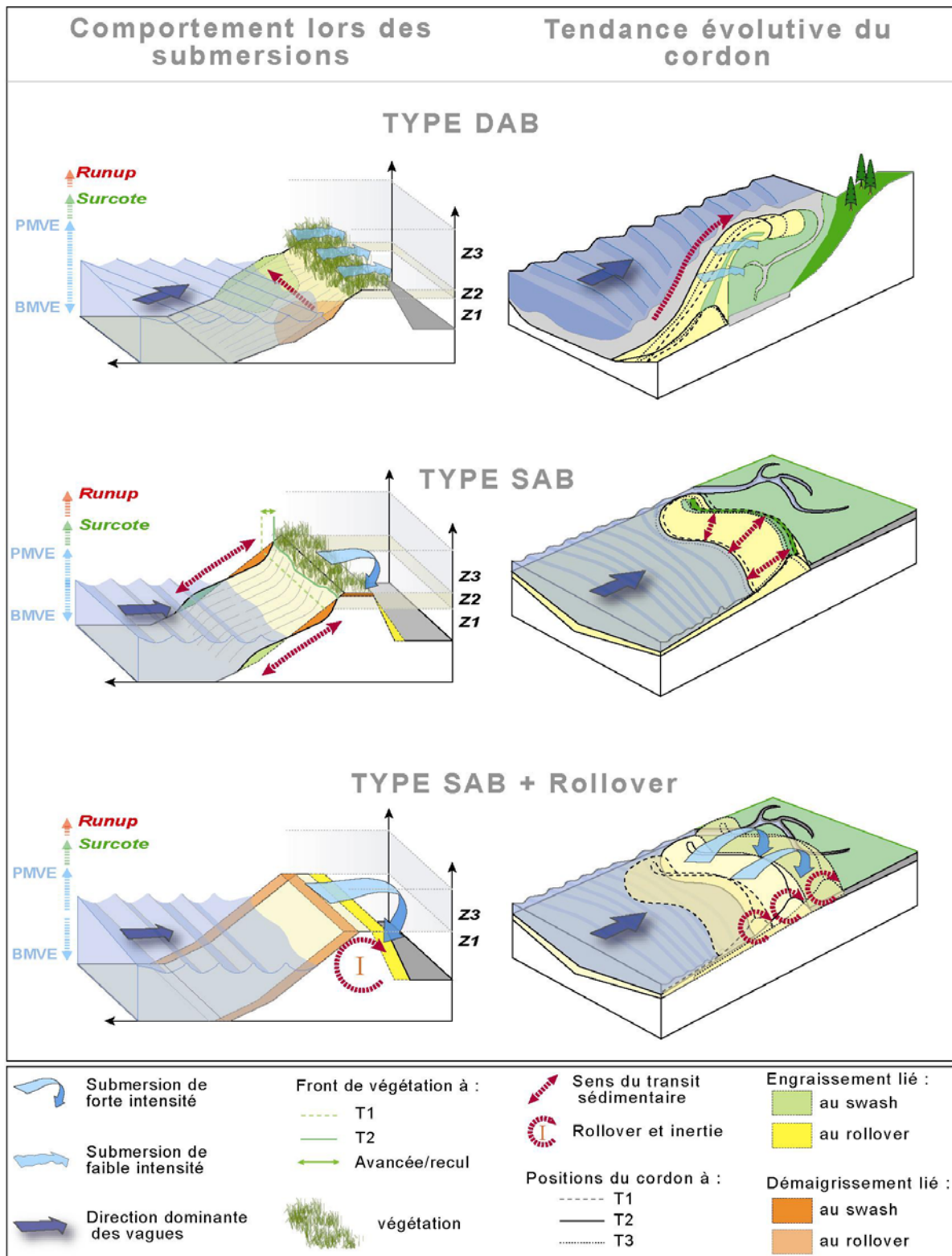


Figure 146 : Réponses morphosédimentaires des flèches de galets de la rade de Brest aux submersions marines et tendances évolutives associées (modifié de Stéphan, 2008).

Le second régime (R2) se caractérise par un grand nombre d'épisodes de submersions (>500) entre 1952 et 2006, auxquels sont associées des vagues de très faible énergie ($E < 100 \text{ J/m}^2$). Il affecte les flèches de type DAB dont la crête est située à une faible altitude. Ici, l'amplitude du *setup* et du

runup n'est pas suffisante pour permettre un exhaussement de la crête bien au-dessus des plus hautes mers de vive-eau. Bien que ces flèches soient soumises à de nombreuses submersions, elles bénéficient de conditions d'abri (fetch réduit) qui empêchent le développement de vagues véritablement morphogènes lors des phases de submersion. Ces flèches se situent pour la plupart dans le fond des rias orientales de la rade. Leur évolution est principalement contrôlée par un transport sédimentaire longitudinal (figure 146). Trois de ces cordons présentent pourtant une situation particulière, car ils connaissent un nombre anormalement réduit de submersions marines. Il s'agit des cordons de Porsguen, du Bourg et du Renard qui ont été rehaussés artificiellement.

3-1-2- Vitesses de recul par *rollover* et inertie des flèches de galets

Le *rollover* étant un mécanisme par lequel le cordon roule sur lui-même, il suppose que les sédiments présents sur la plage aient été transportés jusqu'au sommet de l'accumulation avant d'être déversés sur le revers (figure 146). Il s'opère donc avec d'autant plus de difficulté que la crête est élevée et que le volume sédimentaire à mobiliser est important. En partant de ce principe, Orford *et al.* (1995) proposent de calculer l'inertie des cordons, c'est-à-dire la résistance de la forme d'accumulation au recul par *rollover*, en multipliant le volume de l'édifice sédimentaire par sa hauteur, définie comme étant la différence d'altitude entre le pied du cordon et la crête.

La figure 147 présente, sous la forme de cercles proportionnels, les valeurs d'inertie obtenues pour les flèches de la rade de Brest tandis que les valeurs calculées au Sillon de Talbert et à Bétahon sont indiquées en chiffre, à titre de comparaison.

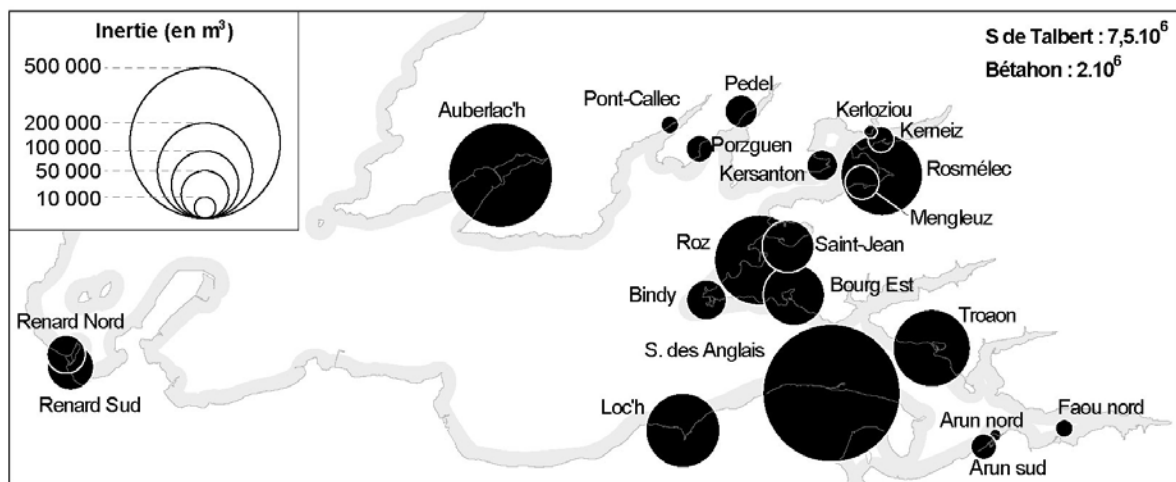


Figure 147 : Inertie des flèches de galets de Bretagne.

Selon les flèches, de grandes différences apparaissent dans les valeurs d'inertie. Cela tient en grande partie au volume de matériel sédimentaire qu'elles représentent. En rade de Brest, les valeurs s'échelonnent entre 3 200 m³ pour la flèche de Kerloziou et 420 000 m³ pour le Sillon des Anglais. Dans l'ensemble, les flèches disposées dans le sens de la dérive littorale montrent une inertie moindre que celles faisant front aux vagues incidentes. Toutefois, ces flèches sont peu sensibles aux épisodes de submersion et au recul par *rollover*. Leur évolution est principalement commandée par la quantité de sédiments en transit le long du cordon. Par ailleurs, il convient de noter l'inertie considérable (estimée à 7.10⁶ m³) que présente le Sillon de Talbert.

La relation entre les vitesses de recul des seules flèches de galets reculant par *rollover* et leur inertie respective est illustrée par les figures 148A et 148B. Les flèches du Roz et de l'Auberlac'h ont été intégrées car elles connaissent aussi un faible recul par *rollover* sur le long terme.

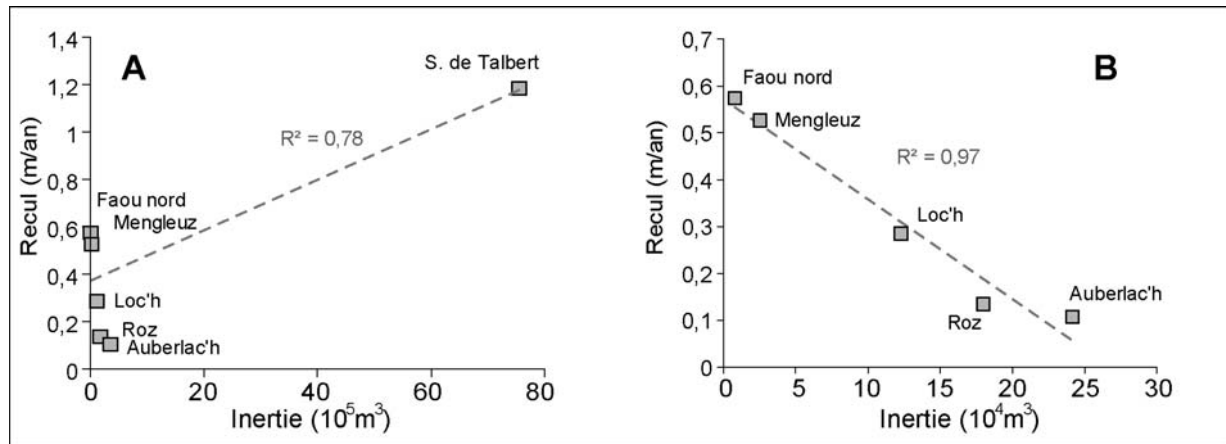


Figure 148 : Relation entre l'inertie des flèches et leurs vitesses de recul par *rollover* mesurée entre 1948 et 2006. A. Le Sillon de Talbert compris. B. Sans le Sillon de Talbert.

La figure 148A montre une relation aberrante dans laquelle les vitesses de recul sont plus importantes à mesure que l'inertie des flèches s'accroît. Ici, la relation est fortement influencée par la donnée du Sillon de Talbert. Comparé aux flèches de la rade de Brest, ce cordon connaît un recul rapide malgré sa forte inertie. En réalité, le Sillon de Talbert est soumis à des conditions hydrodynamiques bien plus fortes qu'en rade. Les vagues sont donc capables de mobiliser un volume sédimentaire plus important pour entraîner le recul du cordon. Il faut donc se garder d'établir ce genre de relation dans des environnements côtiers présentant des conditions hydrodynamiques trop différentes.

En intégrant uniquement les données de la rade de Brest, la figure 148B indique que les vitesses de recul par *rollover* sont fortement contrôlées par l'inertie des flèches de galets. Plus l'inertie est forte, plus le recul est lent. Ainsi, les flèches massives du Roz et de l'Auberlac'h sont peu sensibles au *rollover*. L'altitude élevée de leur crête et leur volume sédimentaire opposent plus de résistance au transfert sédimentaire en direction du revers que les flèches très surbaissées du Faou et de Mengleuz qui, en outre, ne représentent qu'un faible volume de sédiments.

3-2- Le rôle des événements météo-marins paroxysmaux : vulnérabilité morphodynamique, capacité d'auto-organisation et rupture des flèches de galets

3-2-1- Incapacité à l'auto-organisation : le cas de la flèche du Loc'h

Le cordon du Loc'h représente un cas particulièrement intéressant, permettant d'analyser l'impact des épisodes de submersion de très forte intensité sur la morphologie des cordons de la rade de Brest (Stéphan, 2007). Les levés topographiques réalisés par Berthois et Auffret (1969) entre les mois de juin et de novembre 1967 ont permis de cerner l'événement météo-marin le plus énergétique de ces cinquante dernières années dans ce secteur, survenu le 2 novembre entre 17 h et 18 h, lors

d'une pleine de mer de vive-eau de coefficient 112 (figure 149). Des vents forts (> 17 m/s) de direction nord-ouest, bénéficiant d'un fetch de 18 km, provoquèrent sur le site du Loc'h des vagues relativement fortes ($H_s > 70$ cm). A 17 h, soit une heure avant la pleine mer, le marégraphe de Brest enregistrait une surcote de 45 cm, provoquée par la violence des vents et par la chute des pressions barométriques (975 hpa) qui accompagnèrent le passage de cette dépression. A 18 h, les vagues atteignaient la cote marine de 8,40 m et submergeaient presque intégralement le cordon, entraînant un écrêtement de la flèche de 50 cm, un étalement des galets sur le revers de l'accumulation et un recul du cordon de plusieurs mètres en direction de l'étang du Loc'h.

De tels changements morphologiques furent déterminants dans l'évolution future du cordon qui n'a, dès lors, cessé de reculer, sans jamais retrouver sa morphologie initiale. Les submersions qui suivirent, de moindre intensité, causèrent de nombreuses ruptures de la flèche (Hallégouët et Morel, 1994). La morphologie actuelle, qui semble peu vulnérable face aux submersions marines, est le résultat d'un reprofilage du cordon en 1995, au cours duquel la crête fut surélevée. Néanmoins, les parties les plus sensibles de cette flèche continuent de reculer encore actuellement (Stéphan *et al.*, 2005b).

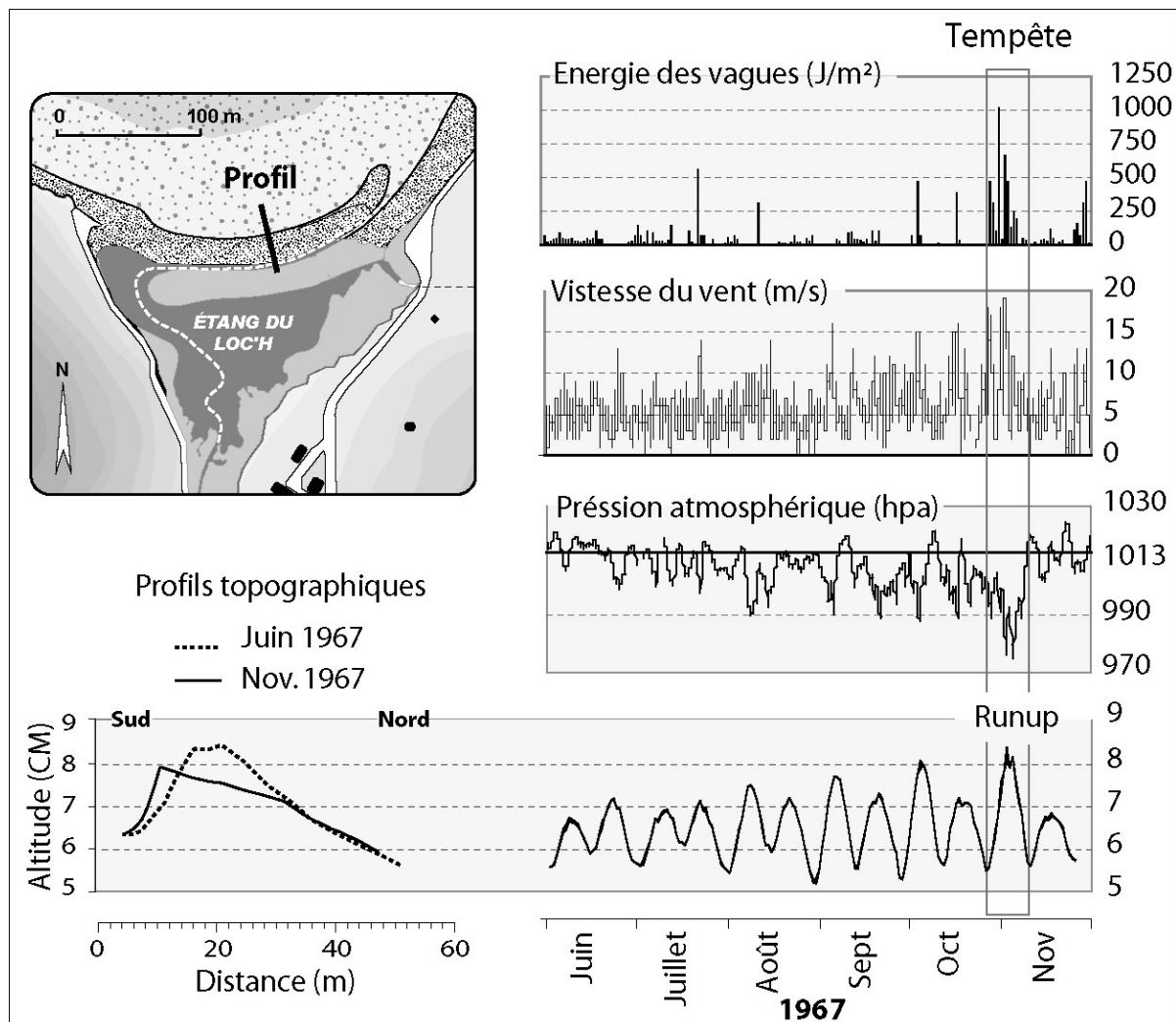


Figure 149 : Conditions météo-marines entre juin et novembre 1967 et impact morphologique de la tempête du 2 novembre 1967, reconstitué d'après les levés topographiques de Berthois et Auffret (1969), (Stéphan, 2007).

La flèche du Loc'h montre un cas intéressant de transition entre une situation de stabilité (avant 1967) et une situation d'instabilité (après 1967) suite à un épisode de submersion d'une rare violence. Nous verrons ultérieurement que la période de retour d'un tel épisode dépasse l'occurrence centennale. Ce type d'évolution est identique à celui décrit à Story Head (Orford *et al.*, 1991) sur la côte de Nouvelle-Ecosse (Canada), où une violente tempête en 1954 provoqua une érosion considérable du cordon de galets qui, dès lors, ne put retrouver sa morphologie initiale. Toute la partie sommitale de l'accumulation fut étalée vers l'intérieur des terres et l'organisation granulométrique du cordon fut complètement bouleversée. Or, la répartition et le tri des galets sur le front des cordons déterminent en grande partie la capacité d'auto-organisation des formes, c'est-à-dire leur aptitude à répondre aux changements brutaux des conditions météo-marines par une série d'ajustements morphosédimentaires. Sur les cordons de type SAB, les galets se répartissent souvent en surface selon leur taille et leur forme (Bluck, 1967 ; Orford, 1975 ; Williams et Caldwell, 1988) et différents types d'arrangements morphométriques et granulométriques sont reconnus du pied jusqu'au sommet des accumulations. Les galets ronds et de petite taille s'observent généralement dans la partie basse du profil, tandis que les galets grossiers et plats en *openwork* occupent la partie haute et la crête. Cette répartition favorise la réflexion des vagues au sommet des cordons, et la forte granulométrie du matériel accentue l'infiltration des jets de rive et l'accrétion sommitale lors des tempêtes. Dès lors qu'un événement météo-marin d'une extrême violence perturbe cette organisation, les cordons peuvent perdre toute capacité d'auto-organisation. Au Loc'h, la tempête de novembre 1967 a probablement eu de tels effets, comme l'a mis en évidence l'analyse granulométrique réalisée par Morel (1993), révélant une profonde anomalie dans la distribution des sédiments de surface.

3-2-2- Une forte capacité d'auto-organisation : le Sillon de Talbert.

A l'inverse, le Sillon de Talbert montre une forte capacité d'auto-organisation, au moins dans sa partie médiane, où le sommet du cordon est essentiellement composé de galets grossiers et plats en *openwork*, favorisant la réflexion des vagues lors des phases de hauts niveaux d'eau. Ces caractéristiques morphodynamiques facilitent l'exhaussement de la crête par accrétion sommitale (*overtopping*) et le redressement progressif du profil du cordon (figure 150). A un certain stade de ce développement morphologique, la réflexion est telle qu'elle génère des ondes de bord responsables de la mise en place de croissants de plage au sommet du cordon. Par accentuation de leur concavité, ces micro-formes finissent par percer localement la crête qui se déverse alors sur le revers. Par la suite, la crête peut se reconstituer peu à peu sous des conditions météo-marines plus clémentes ou se déverser entièrement sur le revers. Ce type d'évolution morpho-sédimentaire, que nous décrirons plus en détail dans la troisième partie de notre travail, a pu être appréhendé par les mesures topographiques effectuées sur les Sillon de Talbert entre 2002 et 2008. Il illustre les rétroactions éventuelles s'opérant sur les cordons qui disposent d'une forte capacité d'auto-organisation.

3-3- Facteurs déterminant l'impact morphologique des submersions le long des flèches de galets : analyse à partir du Sillon de Talbert

L'analyse menée le long du Sillon de Talbert nous permet d'insister sur les différents facteurs déterminant la réponse morphologique de ce cordon de galets lors des submersions marines. Nous examinerons donc successivement le rôle de la topographie de l'avant-côte, de la hauteur de la crête, de l'inertie de la flèche et du bilan sédimentaire, avant de proposer une synthèse des différents facteurs météo-marins et morphosédimentaires qui contrôlent le comportement morphodynamique de la flèche au cours des submersions.

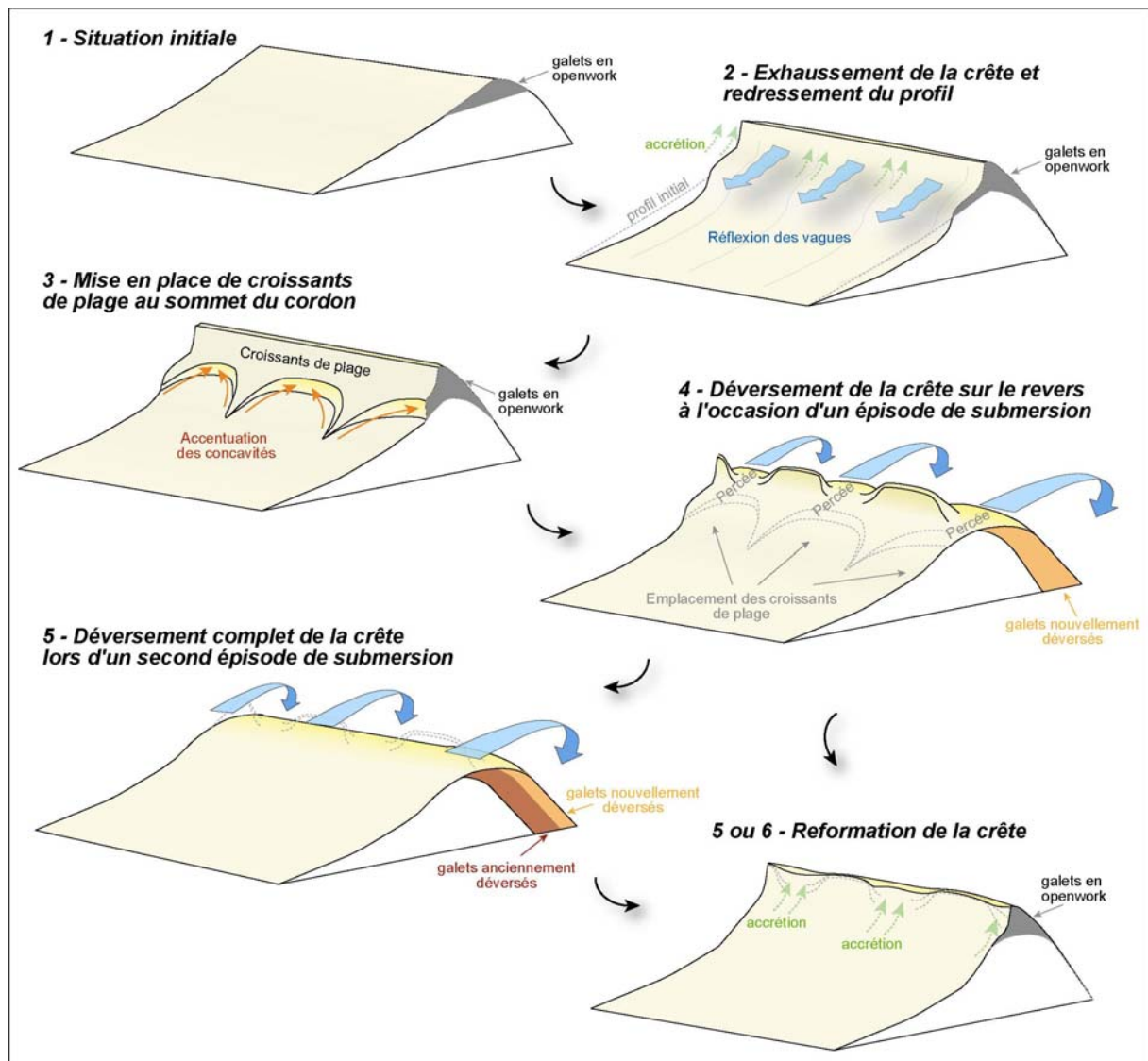


Figure 150 : Séquence d'évolution morphologique observée dans la partie médiane du Sillon de Talbert.

3-3-1- La topographie de l'avant-côte

Carter et Orford (1981) et Regnault *et al.* (2004) ont montré que la topographie de l'avant côte explique parfois l'occurrence des *overwash* le long de la côte. Sur le Sillon de Talbert, l'existence d'un platier rocheux très accidenté et la présence de nombreux écueils, de chicots rocheux et de queues de comète en avant du cordon sur l'estran, induisent des phénomènes de réfraction et de diffraction de la houle qui peuvent simultanément concentrer l'énergie des vagues en certains points le long du cordon et la dissiper en d'autres points, en fonction de l'orientation et de la force des vagues lors de l'épisode de submersion.

Ainsi, il est intéressant de constater que la plupart des secteurs de forte érosion et des brèches ouvertes au cours des trente dernières années le long du Sillon de Talbert se localisent au droit des queues de comètes et des principaux écueils (figure 151). Il en va de même pour les sections désormais enrochées au niveau desquelles l'érosion devait être suffisamment importante pour que l'on décide d'y poser un ouvrage de protection. En toute logique, ces obstacles sont censés diffracter la houle et atténuer l'énergie des vagues immédiatement en arrière. Lorsqu'ils sont situés à une faible

distance du cordon, ils assurent localement la protection du cordon et peuvent favoriser son engraissement. En revanche, si les écueils se trouvent à une trop grande distance du cordon, le phénomène de diffraction peut conduire, sous certaines conditions, à une concentration de l'énergie des vagues en un point précis du cordon et favoriser son érosion. La prise en compte de ces effets par l'intermédiaire d'une modélisation numérique pourrait à l'avenir apporter quelques précisions sur le rôle de l'avant-côte dans la distribution des submersions marines le long du Sillon de Talbert.

Il convient, par ailleurs, de préciser que certains aménagements côtiers peuvent également modifier localement les conditions hydrodynamiques et induire une concentration de l'énergie des vagues favorable à l'érosion et au recul du cordon. Ces perturbations seront décrites plus en détail dans le troisième chapitre de cette partie.

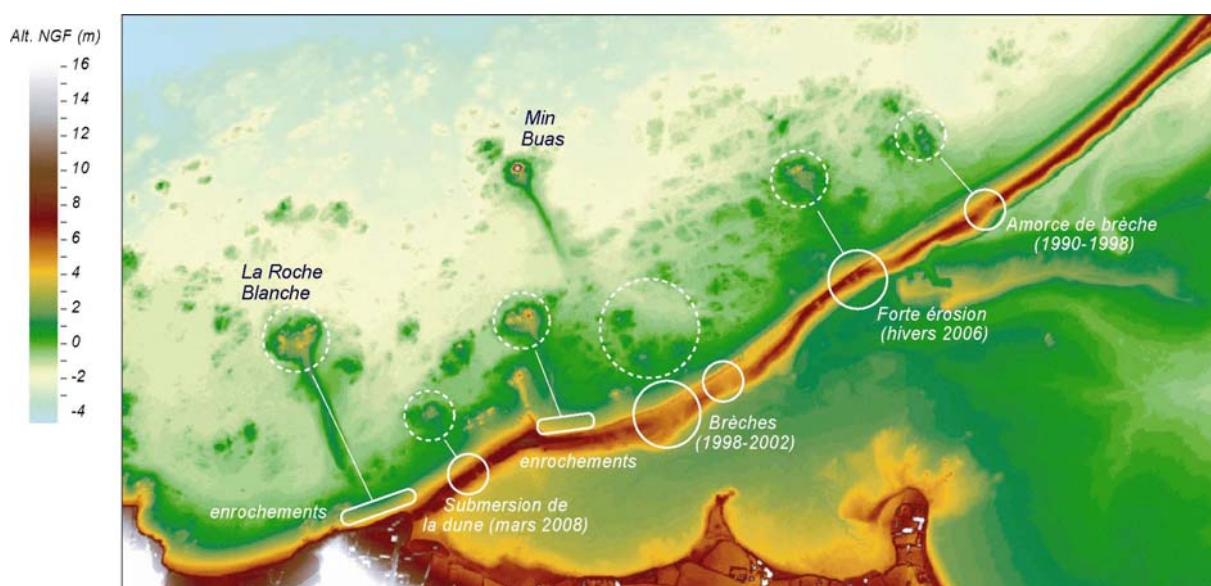


Figure 151 : Localisation des principaux écueils en avant du Sillon de Talbert et des secteurs d'érosion associés (Stéphan *et al.*, soumis).

3-3-2- La hauteur de la crête

Les variations longitudinales de la morphologie du cordon exercent également un contrôle important sur l'impact morphologique des submersions marines. La hauteur de la crête constitue un seuil altitudinal qui détermine le franchissement du cordon par les plus hauts jets de rive. Ce facteur est considéré comme essentiel dans l'appréhension du risque de submersion marine (Garès, 1990 ; Bellomo *et al.*, 1999). Ainsi, les portions les plus basses du cordon sont potentiellement les plus sensibles à la submersion.

Sur le Sillon de Talbert, la section la plus basse, située entre les transects P007 et P025, a totalisé le plus grand nombre de submersions marines entre 1979 et 2006. Elle a également enregistré les vitesses de recul les plus importantes durant cette période, en raison de l'ouverture de deux larges brèches au sein du cordon. Inversement, la racine du Sillon n'a été affectée par aucun épisode de submersion. Ces conditions ont été favorables à l'engraissement des dunes sommitales qui constituent désormais un obstacle au franchissement du cordon par les vagues de tempête. Le seul épisode de submersion recensé dans ce secteur au cours des trente dernières années est survenu récemment (mars 2008) et sera étudié plus en détail dans la troisième partie de notre travail.

3-3-3- L'inertie

Les variations longitudinales du volume du cordon sont également un facteur de contrôle important de l'impact des submersions marines car elles déterminent le degré d'inertie de la forme. Cette inertie a été calculée au niveau de chaque transect. La figure 152 montre que l'inertie de la flèche est assez homogène de la racine jusqu'au début du crochet terminale. Elle se situe autour de 3 200 m³/m.l. en moyenne. Dans la partie proximale, toutefois, le recul par *rollover* est facilité par le faible volume du cordon (460 m³/m.l. en moyenne) et, localement, par de faibles hauteurs de crête. L'inertie augmente légèrement dans la partie nord de la section médiane où elle est de 4 600 m³/m.l. en moyenne entre P050 et P072. La hauteur de la crête et le volume du cordon sont plus importants et rendent le recul par *rollover* plus difficile. Dans la partie distale, la résistance au recul par *rollover* est très importante et la valeur d'inertie dépasse 15 000 m³/m au transect P089. Elle s'explique par un élargissement important du cordon dont le sommet présente de nombreuses crêtes dans un contexte d'apports sédimentaires importants.

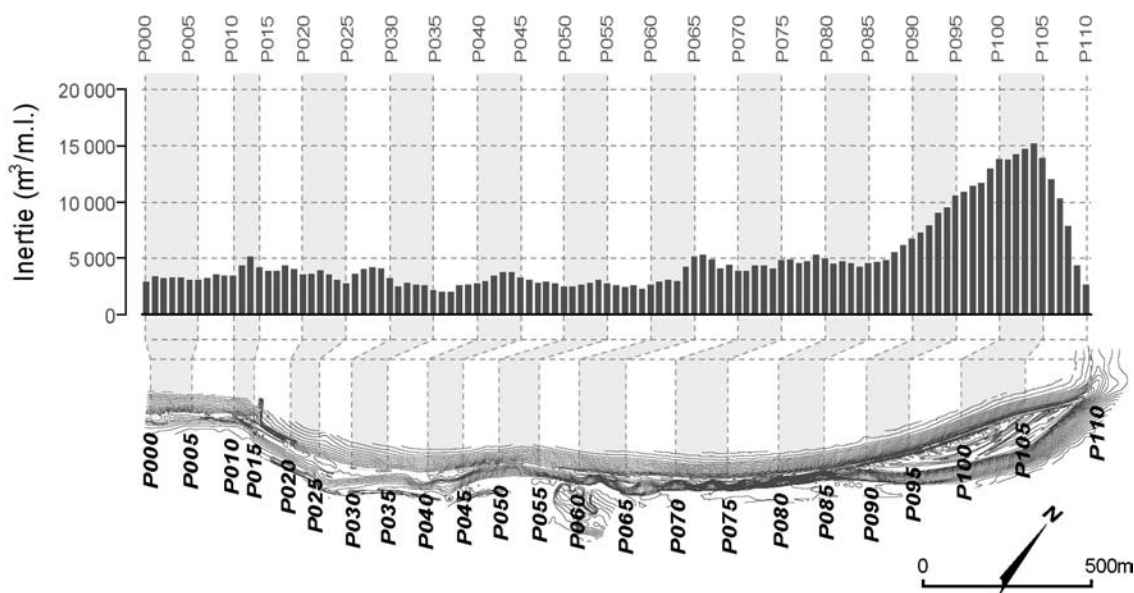


Figure 152 : Variations longitudinales de l'inertie du Sillon de Talbert (Stéphan *et al.*, soumis).

3-3-4- Le bilan sédimentaire

En contrôlant l'essentiel des variables morphologiques, le bilan sédimentaire est un élément déterminant dans le mécanisme de *rollover* et dans la réponse des cordons de galets face aux submersions marines. Les différences de volume, de pente et de hauteur de crête reflètent localement l'état du bilan sédimentaire le long du Sillon de Talbert. Elles mettent en évidence un découpage du Sillon en une zone source, une section de transport et un secteur d'accumulation, découpage hérité de l'évolution du cordon au cours des derniers siècles.

Nous avons vu précédemment que cette évolution est marquée par la transformation d'un cordon primitif orienté perpendiculairement par rapport aux houles incidentes en une flèche, en lien avec l'ouverture d'une brèche vers 1750. Cette transformation s'est accompagnée d'un changement d'orientation de la forme vers une position plus parallèle aux directions dominantes des houles

incidentes, entraînant une augmentation du transport longitudinal vers la partie distale de la flèche. Dans cette situation, les apports sédimentaires en provenance des falaises de head situées à l'ouest n'ont probablement pas été suffisants pour compenser le volume mis en mouvement vers la partie distale et empêcher la cannibalisation de la flèche. Dans la zone source, la pénurie de sédiments a entraîné à la fois une diminution de volume du cordon et un abaissement de la crête. Nous verrons ultérieurement que la construction de l'épi du Chouck dans les années 1970 a permis de stabiliser la racine de la flèche en empêchant l'érosion dunaire et l'ouverture de brèches. Cependant, le départ des sédiments s'est effectué dans la partie proximale, où deux larges brèches se sont ouvertes entre 1990 et 1998. La mise en place d'un enrochement longitudinal n'a pas empêché le recul du cordon dans ce secteur. En revanche, dans la partie médiane, correspondant à la section de transport sédimentaire, le cordon a probablement conservé son volume et sa hauteur, connaissant un recul épisodique par le biais d'une remobilisation locale de la crête en lien avec une faible inertie du cordon. Enfin, dans la partie distale, le changement d'orientation du Sillon de Talbert a favorisé sa consolidation par le biais d'apports sédimentaires importants et l'édification de crêtes successives sur le revers, offrant désormais une forte résistance au recul par *rollover*.

3-3-5- Synthèse

La figure 153 synthétise le rôle des différents facteurs morphosédimentaires et météo-marins intervenant dans la réponse du cordon face aux événements de submersion marine.

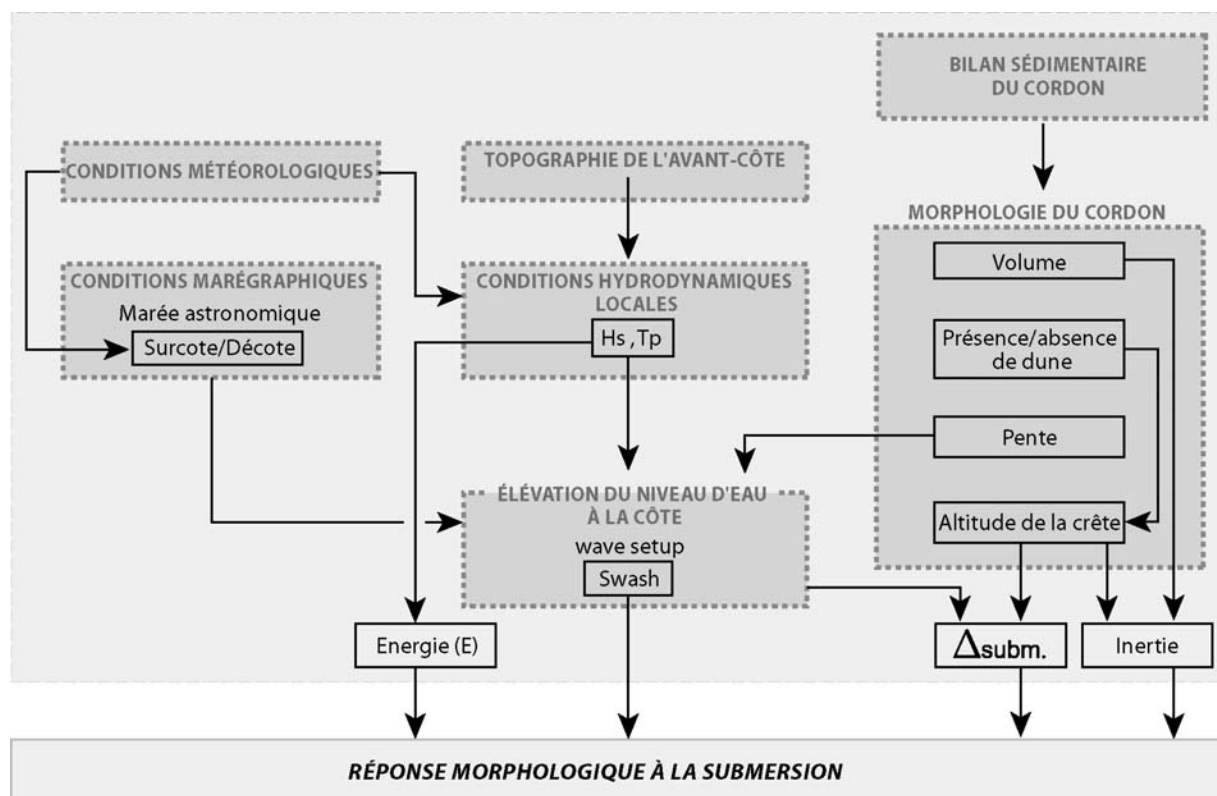


Figure 153 : Schéma synthétique des différents facteurs déterminant la réponse morphologique du Sillon de Talbert à la submersion marine.

Sur le Sillon de Talbert, les submersions se produisent lorsque les tempêtes coïncident avec une pleine mer de vive-eau. Les conditions météorologiques tempétueuses sont responsables d'une

forte agitation de la mer amplifiant les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* générateurs de hauts niveaux d'eau à la côte, auxquels s'ajoute le plus souvent un phénomène de surcote. Les vagues déferlant sur le cordon sont alors particulièrement énergétiques et peuvent entraîner un recul rapide de l'accumulation, notamment lorsque cette énergie se concentre, sous l'influence de la topographie de l'avant-côte, sur quelques portions réduites du cordon.

Le bilan sédimentaire contrôle, quant à lui, la plupart des variables morphologiques qui déterminent localement l'ampleur du phénomène de submersion. Ainsi, sur les secteurs souffrant d'une pénurie sédimentaire (partie proximale), le cordon présente à la fois un volume réduit et une crête très surbaissée, responsables d'une faible inertie de l'accumulation. Par conséquent, les submersions y sont plus fréquentes et le recul par *rollover* est particulièrement rapide. En outre, le recul peut s'accompagner de l'ouverture de brèches entraînant un étalement du cordon et réduisant la pente de la plage. En retour, ces faibles valeurs de pente atténuent les phénomènes de *setup* et de *swash runup* et réduisent légèrement l'épaisseur de la colonne d'eau par-dessus la crête. Par rétroaction, l'impact morphologique des submersions est peu à peu atténué.

Inversement, sur les secteurs bénéficiant d'une bonne alimentation sédimentaire (partie distale), le volume du Sillon est important et la flèche présente de fortes valeurs d'inertie. La granulométrie grossière du matériel sédimentaire permet le maintien d'une forte pente qui amplifie les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup*. Toutefois, l'infiltration du jet de rive dans les interstices du sédiment favorise l'édification progressive d'une crête élevée, réduisant alors l'épaisseur de la colonne d'eau lors du franchissement du cordon par les vagues. De ce fait, le recul est lent et, le plus souvent, occasionnel. Lorsque le profil est trop surbaissé, des croissants de plage sont susceptibles de se former au sommet du cordon, entraînant l'ouverture de percées au sein de la crête, comme nous l'avons montré précédemment.

3-4- Conclusion partielle

L'analyse conjointe des submersions marines et de la mobilité des flèches de galets en rade de Brest a permis de préciser le comportement morphodynamique de ces formes d'accumulation à moyen terme. Ainsi, il apparaît que l'alignement des cordons par rapport aux vagues incidentes détermine en grande partie les modes d'évolution littorale. Sur les flèches de type DAB, l'impact des submersions marines est faible. La mobilité est contrôlée par la quantité de matériel sédimentaire transitant le long des cordons. Dès lors que les apports sédimentaires diminuent, ces flèches connaissent une cannibalisation et évoluent vers une configuration de type SAB. Ce type d'évolution est en cours en rade de Brest et la plupart de ces flèches présentent une micro-falaise d'érosion sommitale dans leur partie proximale. Toutefois, ces cordons sont soumis à un très faible hydrodynamisme. Les transits longitudinaux sont certainement réduits ce qui limite la rapidité du processus de cannibalisation. De plus, ces flèches s'allongent sur les rives des rias qu'elles peuvent difficilement barrer compte tenu de leur faible volume.

A l'inverse, la mobilité des flèches de type SAB est fortement contrôlée par les épisodes de submersion marine. Ces derniers sont généralement peu fréquents car ils nécessitent la conjonction d'une pleine mer de vive-eau et d'une forte agitation marine. Dès lors que les vagues franchissent la crête des accumulations, elles disposent toutefois d'une énergie suffisante pour entraîner des transferts épisodiques de galets sur le revers. Ce type de flèche se situe, en effet, dans des secteurs relativement exposés de la rade. Sur ces cordons, les vitesses de recul par *rollover* dépendent de l'inertie des accumulations, déterminée par la hauteur de la crête et le volume des édifices sédimentaires.

La capacité d'auto-organisation détermine également la mobilité des cordons à moyen terme. Ainsi, la flèche du Loc'h n'a pu ajuster sa morphologie à l'issue d'un épisode de submersion exceptionnellement violent survenu en 1967. Après écrêtement, le sommet du cordon n'a pu se reconstituer à l'identique et le cordon a amorcé un recul. Cet exemple illustre la faible capacité d'auto-organisation de certaines flèches de galets. A l'inverse, le Sillon de Talbert est fréquemment soumis au phénomène d'*overwash*, entraînant parfois la remobilisation complète de la partie sommitale du cordon. Toutefois, cette érosion est progressivement gommée par les processus d'*overtopping* qui permettent à la crête de se reconstituer assez rapidement. Ici, la flèche présente une bonne capacité d'auto-organisation.

Enfin, certains facteurs locaux peuvent également influencer l'impact morphologique des submersions marines le long des flèches comme nous l'avons montré sur le Sillon de Talbert. Ainsi, des différences dans la topographie de l'avant-côte ou dans la morphologie du cordon conduisent parfois à amplifier ou atténuer l'intensité et la fréquence des épisodes de franchissement par les vagues. Le bilan sédimentaire joue un rôle essentiel en contrôlant localement le volume et la pente du cordon, la hauteur de la crête et, par endroits, la présence de dunes bien développées au sommet de la flèche.

4- Conclusion

L'analyse des submersions marines sur une échelle de temps pluri-décennale a permis à la fois de déterminer les divers degrés de sensibilité des flèches de galets face à ce type d'événement météo-marin, et d'apporter des précisions sur le fonctionnement morphosédimentaire de ces formes d'accumulation.

La comparaison des résultats obtenus sur une vingtaine de flèches en rade de Brest permet d'insister sur la différence entre les flèches de type SAB et les flèches de type DAB, en terme de dynamique morphosédimentaire. Dans le premier cas, les transferts sédimentaires consistent principalement en des échanges de matériel entre la base et le sommet du cordon. Les vagues sont suffisamment puissantes pour édifier une crête élevée, uniquement submergée lors de rares épisodes météo-marins. Le recul par *rollover* est donc occasionnel, entrecoupé de longues phases de stabilité. Des apports sédimentaires abondants ne sont pas nécessaires au maintien de cet équilibre. En outre, des épisodes de submersion marine particulièrement morphogènes sont susceptibles de provoquer des modifications morphosédimentaires de grande ampleur. Si les flèches ne disposent pas d'une bonne capacité d'auto-organisation, de tels événements sont capables de rompre définitivement l'état d'équilibre préexistant. Dès lors, les flèches sont amenées à reculer rapidement et à se rompre, comme cela s'est produit au Loc'h de Landévennec après la tempête de novembre 1967.

La mobilité récente des flèches de type DAB est, en revanche, peu influencée par les submersions marines. En rade de Brest, la plupart de ces flèches se localisent dans des secteurs à l'hydrodynamisme très réduit (fond de rias). La puissance des vagues n'est pas suffisante pour construire une crête élevée, ce qui explique que les cordons soient fréquemment submergés. Ici domine un transit sédimentaire longitudinal, et les apports véhiculés par la dérive littorale exercent un contrôle prépondérant sur l'évolution de ces formes d'accumulation. Leur recul récent ne peut donc, en aucun cas, être attribué à une augmentation de la fréquence ou de l'intensité des submersions, mais uniquement à une réduction des volumes sédimentaires disponibles sur l'estran.

Enfin, l'analyse menée sur le Sillon de Talbert, à une résolution spatiale plus fine, met en évidence l'interrelation d'un nombre important de facteurs morphologiques et hydrodynamiques,

déterminant la réponse des flèches de galets aux submersions marines. Certes, la topographie de l'avant-côte est responsable d'une concentration de l'énergie des vagues en certains points du cordon et explique, en partie, la présence de secteurs de plus forte sensibilité à la submersion et au recul. Toutefois, le rôle du bilan sédimentaire apparaît comme essentiel en contrôlant localement le volume et la pente du cordon, la hauteur de la crête et, par endroits, la présence de dunes bien développées au sommet de la flèche. Depuis la rupture du cordon primitif, le Sillon de Talbert connaît une lente phase de cannibalisation modifiant progressivement les termes du bilan sédimentaire le long de la flèche. La partie proximale alimente la dérive littorale et accuse un déficit sédimentaire croissant. Le volume du cordon se réduit, la crête s'abaisse et l'inertie de la forme diminue. A l'inverse, la partie terminale enregistre un bilan sédimentaire positif. La crête est élevée, le volume de plus en plus important et l'inertie augmente. Ces évolutions devront donc être prises en compte afin d'appréhender le devenir de cette flèche et d'envisager les modes de gestion les plus adéquats.

CHAPITRE 3

LES CAUSES DU REcul DES FLÈCHES DE GALETS

1- Le rôle des forçages anthropiques sur le bilan sédimentaire des flèches de galets	274
1-1- Influence des actions anthropiques sur les sources sédimentaires	274
1-2- Perturbations du transit sédimentaire en direction des flèches	278
1-3- Impacts anthropiques sur les accumulations	281
1-4- Conclusion partielle.....	289
2- Le rôle de l'évolution des forçages météo-marins dans le recul des flèches de galets.....	289
2-1- L'élévation du niveau moyen de la mer et le recul des cordons de galets	290
2-2- L'évolution récente des conditions tempétueuses en Bretagne	292
2-3- Vers une augmentation des submersions marines ?.....	300
2-4- Conclusion partielle.....	302
3- Alimentation contemporaine des flèches de galets : épuisement des sources d'approvisionnement sédimentaire ?.....	302
3-1- Tentative de quantification des apports par les falaises meubles	303
3-2- Le rôle de ces apports dans le bilan sédimentaire côtier et l'alimentation des flèches de galets.....	312
3-3- De l'abondance à la pénurie sédimentaire : discussion.....	316
3-4- Conclusion partielle.....	322
4- Conclusion	323

Malgré les différences dans le comportement morphosédimentaire des cordons liées à l'inertie, aux effets perturbateurs de la dynamique dunaire par endroits, aux conditions hydrodynamiques variables d'un site à un autre, le chapitre précédent a montré le rôle important des submersions marines sur le recul récent de la plupart des flèches de galets de Bretagne. Ce recul peut être considéré comme le résultat des interactions entre d'une part, les forçages météo-marins qui commandent la fréquence et l'intensité des submersions marines, et, d'autre part, le bilan sédimentaire de la flèche qui contrôle les variables morphologiques telles que la pente, la hauteur de la crête, le volume de sédiments en présence.

Trois raisons peuvent alors être avancées pour expliquer le recul des flèches de galets au cours des derniers siècles. Tout d'abord, l'érosion peut être associée à une augmentation du nombre de submersions marines, liée à l'élévation contemporaine du niveau moyen de la mer. Ensuite, le recul peut résulter d'un déficit sédimentaire, dont l'origine est naturelle, accentuant la sensibilité des formes d'accumulation aux épisodes morphogènes. Enfin, ce déficit sédimentaire peut résulter des actions anthropiques. Ces trois éléments d'explication seront donc examinés successivement dans ce chapitre. Nous débuterons toutefois par l'analyse des forçages anthropiques dont les impacts sont souvent faciles à évaluer par les observations de terrain ou de photographies aériennes, ou encore par le biais de témoignages divers. Nous examinerons ensuite le rôle de l'élévation contemporaine du niveau moyen de la mer sur la fréquence des submersions marines et sur le recul des flèches de galets. Dans un troisième point, nous nous interrogerons sur les causes naturelles d'une pénurie sédimentaire en nous intéressant notamment à la contribution actuelle des falaises à l'alimentation des rivages en sédiments grossiers.

1- Le rôle des forçages anthropiques sur le bilan sédimentaire des flèches de galets

Les forçages anthropiques qui se sont exercés sur la frange littorale au cours des derniers siècles ont bien souvent influencé les termes du bilan sédimentaire côtier à proximité des flèches de galets, en modifiant la nature et le volume des apports en provenance des sources sédimentaires, en interrompant le transit de matériel en direction des flèches, en perturbant le fonctionnement morphosédimentaire des formes d'accumulation elles-mêmes. Ces trois aspects seront évoqués successivement.

1-1- Influence des actions anthropiques sur les sources sédimentaires

1-1-1- Stabilisation des falaises et réduction des apports sédimentaires associés

Les falaises constituent l'une des principales sources d'alimentation sédimentaire des flèches de galets de Bretagne. Par conséquent, leur stabilisation artificielle par la mise en place d'ouvrages de protection divers tend à réduire leur contribution au bilan sédimentaire côtier et plus particulièrement aux formes d'accumulations littorales (Morel, 1995, 1997, 1999 ; Albinet, 1999).

D'après Hénaff et Le Berre (2003), l'artificialisation des rivages concerne environ 20 % du linéaire côtier en rade de Brest. Toutefois, ce chiffre masque une forte disparité du phénomène sur l'ensemble de la rade. En effet, les principaux aménagements se concentrent dans les secteurs à vocation militaire, tandis qu'une grande partie du trait de côte reste soumis aux dynamiques naturelles. Une certaine dissémination de petits enrochements et murs de protection le long de la côte peut néanmoins être observée (figure 154).

Bien souvent les propriétaires des terrains menacés par l'érosion sont à l'initiative de ces ouvrages, conçus à la hâte et sans véritable justification au regard des vitesses d'évolution du rivage en rade de Brest. Des enrochements et murets protègent ainsi les secteurs d'alimentation des flèches de Mengleuz, de l'Auberlac'h, du Troaon, et du tombolo du Bindy. Leur longueur reste cependant assez réduite et ne dépasse généralement pas une centaine de mètres, de sorte que leur éventuel impact sur l'évolution des accumulations littorales ne doit pas être exagéré.

Si l'on s'en tient à notre sujet d'étude, les ouvrages protégeant les portions amont des flèches de galets contre l'érosion sont rares. Le seul cas que l'on peut recenser se trouve dans l'anse de Bétahon où un enrochement a été posé dans les années 1970 afin de stopper le recul des falaises meubles de Cromenach, situées à l'ouest de l'anse. Ce qui subsiste actuellement de cet enrochement se trouve à une vingtaine de mètres de la falaise et démontre que l'ouvrage n'a eu aucun effet sur la fixation du trait de côte. Plus récemment, un deuxième enrochement d'une quinzaine de mètres de longueur a été mis en place en urgence au droit d'une habitation menacée par l'érosion littorale. Tout comme le précédent, cet enrochement reste inefficace pour stabiliser la falaise (figure 155). Quant à l'habitation auparavant menacée, elle a de toute façon été détruite au début des années 2000 par mesure de sécurité.



Figure 155 : Inefficacité de l'enrochement mis en place à la fin des années 1990 à la base des falaises de Cromenach (anse de Bétahon) pour empêcher leur recul.

En somme, malgré la multiplication récente de ces ouvrages le long de la côte, leur impact sur l'alimentation actuelle des flèches de galets reste modeste et ne peut pas à lui seul constituer un élément de réponse suffisant pour expliquer l'érosion contemporaine de ces formes littorales.

1-1-2- Les apports sédimentaires d'origine anthropique en rade de Brest

Les rivages de la rade de Brest ont bénéficié, par endroits, d'apports sédimentaires d'origine anthropique en quantité importante, liés à l'activité d'extraction de la pierre en bordure du littoral.

Les sites ayant fait l'objet d'activités extractives dans le passé sont nombreux en rade de Brest (Chauris, 2004), notamment dans sa partie orientale (figure 156). Cette multitude de sites d'extraction s'explique par le caractère particulièrement épars des nombreux affleurements de microgranites, de kersantites, de dolérites et de calcaires. Particulièrement appréciées pour leur résistance pétrographique, ces roches ont donné lieu à une exploitation aux dimensions industrielles à partir du milieu du XIX^e siècle. Le kersanton, exploité sur les rives orientales de la rade, représente le matériau emblématique de cette activité en rade de Brest (Chauris, 1996). Les volumes de matériau extraits sur le pourtour de la rade furent importants et contribuèrent à la construction de la plupart des édifices religieux et des belles demeures, ou au pavage des rues de Quimper, de Brest et de Lanerneau.

Toutes ces activités extractives ont inévitablement généré d'énormes masses de déblais, qu'il s'agisse de débris de taille ou de gros blocs de pierre de mauvaise qualité. Pour éviter l'encombrement des carrières, il était indispensable de pouvoir se débarrasser rapidement de ces éléments de rebut. Dès lors, l'estran est apparu à l'évidence comme le lieu de dépôt le plus approprié puisqu'en s'y accumulant, les déblais venaient former des terre-pleins et des quais permettant l'embarquement de la pierre de taille. Aujourd'hui, ces ouvrages constituent des exemples remarquables de formations littorales d'origine anthropique. L'activité humaine a donc joué un rôle déterminant dans l'évolution géomorphologique du tracé des rivages (Chauris, 1996).

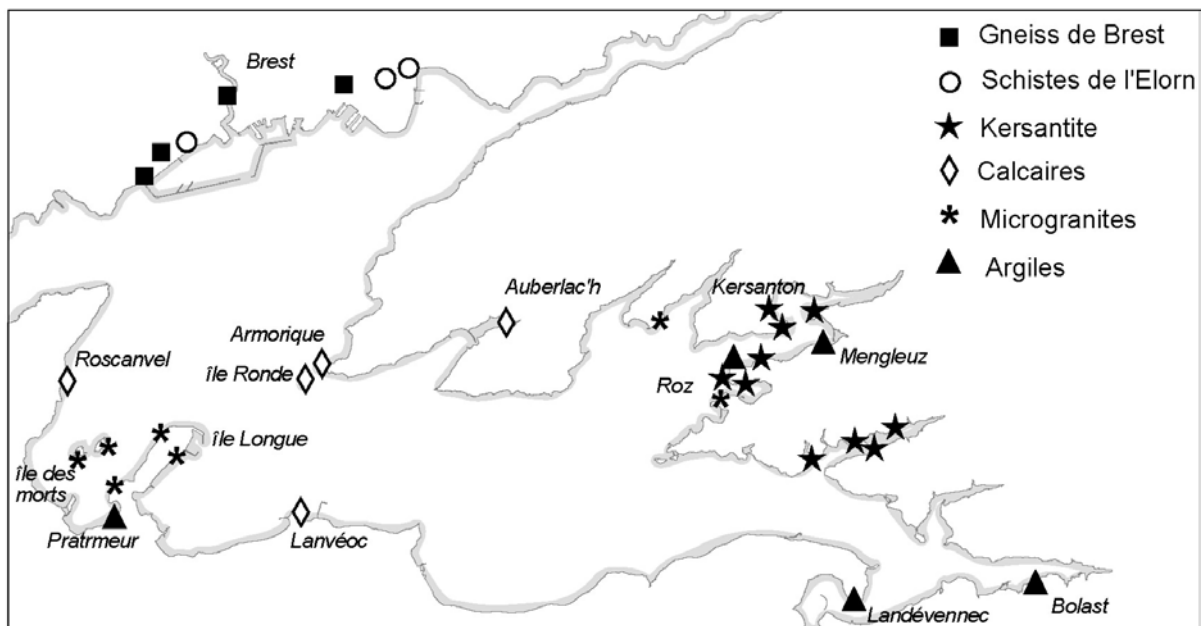


Figure 156 : Localisation des principaux sites d'extraction des différentes roches exploitées sur les bords de la rade de Brest (d'après Chauris, 2004).

Outre ces formations qui peuvent, dans certains secteurs, prendre l'aspect de véritables « presqu'îles anthropiques » de néoformation (figure 157), les carrières ont rejeté sur l'estran une masse considérable de débris de taille. A Rosmorduc en Logonna-Daoulas, la grève est jonchée de tant de débris qu'on peut se demander si la taille n'avait pas lieu ici même (Chauris, 1999). La distinction entre fragments de taille et galets naturels est généralement aisée, les uns étant très anguleux et frais, tandis que les autres présentent un émoussé plus prononcé. Toutefois, les flèches littorales ayant bénéficié de cette alimentation artificielle sont peu nombreuses. Il s'agit essentiellement des flèches de Kersanton, de Mengleuz et de Rosmélec. Par ailleurs, la part de ces apports dans le budget sédimentaire des cordons littoraux reste très difficile à évaluer dans la mesure où d'importants volumes de sédiments ont été prélevés par la suite dans ces secteurs littoraux.

Actuellement, quelques cailloux issus de l'activité des carriers sont visibles en surface des accumulations. Une partie plus importante doit probablement être incorporée au sein des formations. Toutefois, ce matériel est loin de représenter l'essentiel des sédiments qui les constituent, et en l'absence d'une véritable quantification, il est donc préférable de considérer comme anecdotique la part de ces apports dans le bilan sédimentaire des flèches de galets en Bretagne.

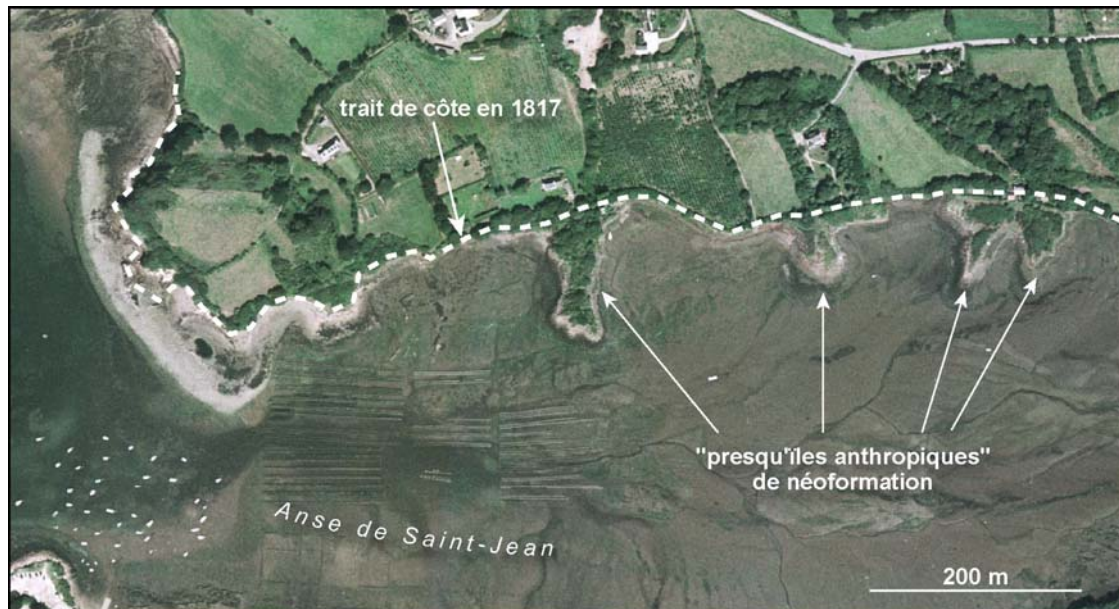


Figure 157 : Edification de véritables « presqu'îles anthropiques » dans l'anse de Saint-Jean (rade de Brest) liée à l'activité d'extraction de Kersantite.

1-2- Perturbations du transit sédimentaire en direction des flèches

1-2-1- Impact des aménagements côtiers sur le transit sédimentaire

Des cales d'accès à l'estran ont été construites à proximité de plusieurs des flèches de galets que nous étudions. Elles forment des ouvrages perpendiculaires à la ligne de rivage qui interrompent la continuité du transit sédimentaire en direction des accumulations. Bloqués en amont-dérive par ces épis, les galets s'y accumulent sur des épaisseurs parfois considérables et représentent autant de sédiments qui ne sont pas acheminés par la dérive littorale et qui viennent à manquer sur les flèches de galets. Immédiatement en aval de ces ouvrages, la dérive littorale se trouve sous-alimentée, et l'énergie des vagues, dissipée auparavant dans le transport des sédiments, est alors employée dans l'érosion du rivage.

Les exemples de tels aménagements côtiers sont nombreux en rade de Brest (photographie 26). Nous avons déjà évoqué le cas de la flèche de Troaon, dont l'évolution par cannibalisation a été accentuée par la construction d'une cale de ce type au début des années 1970.



Photographie 26 : Cales de Keralliou sur les rives de l'Elorn, illustrant l'effet de blocage du transit sédimentaire par les ouvrages transversaux (cliché : Solen Le Berre, Louis Brigand, 22/02/05).

Dans l'anse de l'Auberlac'h (Plougastel-Daoulas), voici plus d'un siècle que le môle construit sur la rive nord de l'anse en 1872 bloque les sédiments cheminant d'ouest en est sous l'effet de la dérive (figure 158).

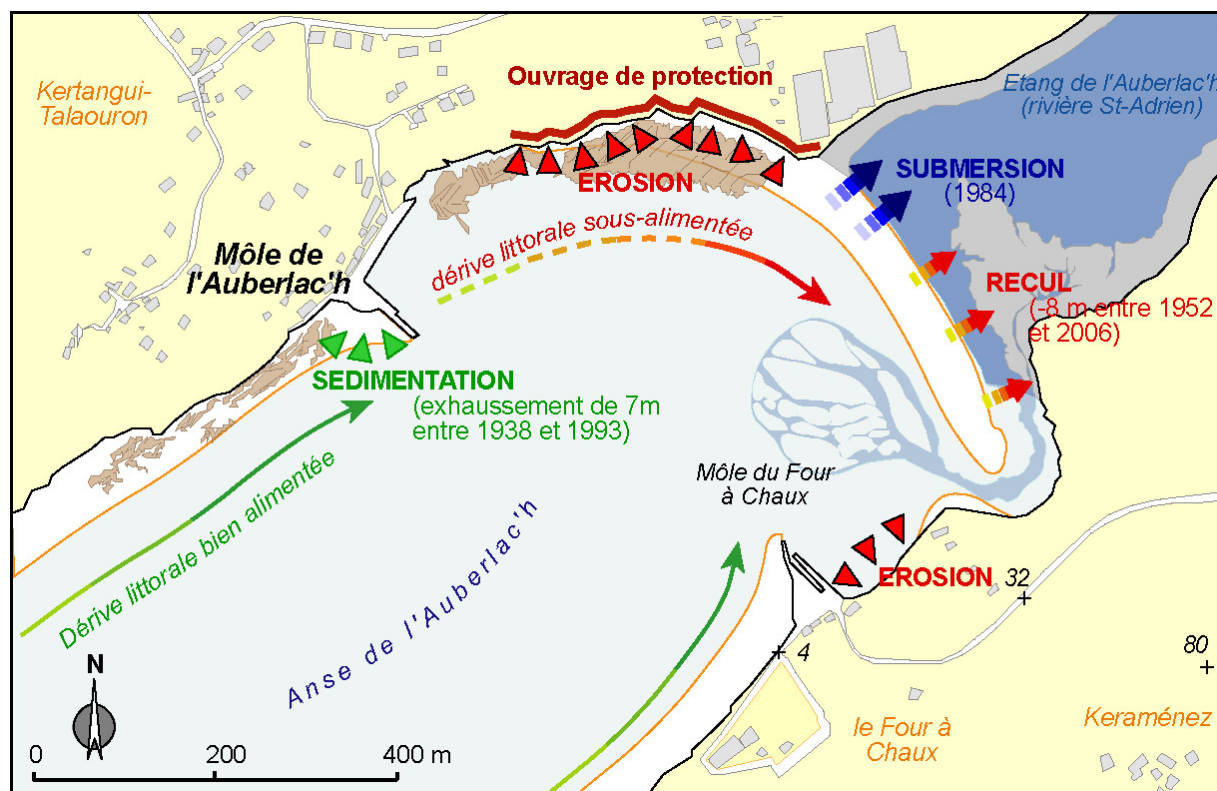


Figure 158 : Impact des ouvrages portuaires sur le transit sédimentaire dans l'anse de l'Auberlac'h (Stéphan, 2007).

En amont de l'ouvrage, les galets se sont ainsi accumulés sur une épaisseur estimée à 7 m entre 1938 et 1993 (Morel, 1993), donnant naissance à une véritable plage. Toutefois, la grève qui existait autrefois en aval du môle a aujourd'hui disparu et des problèmes d'érosion sont rapidement apparus, nécessitant la mise en place d'un enrochement. N'étant plus alimentée en sédiments, la flèche connaît désormais un déficit sédimentaire qui s'est traduit, dès 1984, par l'ouverture de deux brèches à l'enracinement du cordon. Colmatées artificiellement, les brèches ne se sont pas rouvertes depuis cette date, mais il semble qu'aucune tempête n'ait atteint la puissance de celle du 24 octobre 1984 dans ce secteur. La situation reste donc préoccupante. Par ailleurs, on note que la rive sud de l'anse connaît également une situation de ce type, causée par le môle du Four à Chaux.

Sur le Sillon de Talbert, un épi en enrochement appelé l'épi du Chouck a été construit en 1974 à 400 m de l'enracinement de la flèche (figure 159). La mise en place de cet ouvrage a été préconisée à l'époque par J.-P. Pinot, estimant qu'il était urgent de stabiliser la partie dunaire du cordon pour éviter l'ouverture d'une brèche dans la zone proximale de la flèche. Le but recherché fut atteint et la dune n'a cessé de s'engraisser depuis cette date. Mais, dans le même temps, le déficit de sédiments en aval de l'épi s'est progressivement aggravé, se soldant par l'ouverture de deux brèches dans les années 1990 et le recul rapide du cordon à ce niveau. Actuellement, l'effet de blocage des sédiments se traduit sur le terrain par un dénivelé de plusieurs mètres de part et d'autre de l'épi du Chouck. En outre, le décalage entre la partie dunaire stabilisée et le reste de la flèche en recul ne cesse de s'accroître. Il est donc possible qu'à terme, le cordon se retrouve déconnecté de sa racine, celle-ci n'ayant pas suivi le recul général de la forme.

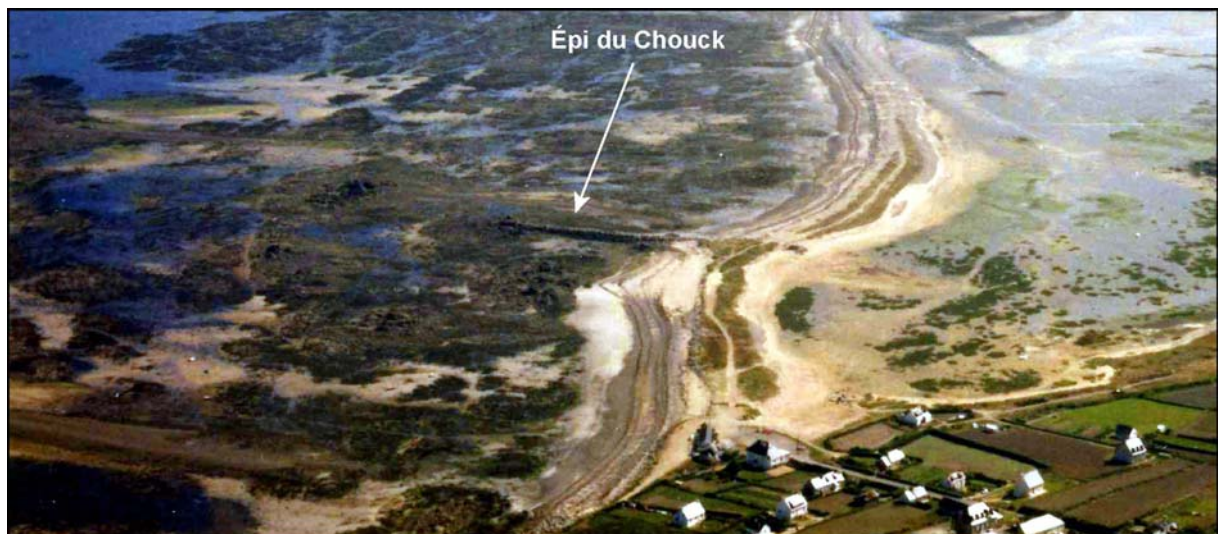


Figure 159 : Vue aérienne oblique de la partie proximale du Sillon de Talbert (cliché pris dans les années 1970).

1-2-2- Drainage, poldérisation des marais d'arrière-cordon : modification des courants de marée

Les gains de terres agricoles aux dépens des marais maritimes peuvent avoir des effets néfastes sur l'évolution des flèches littorales qui les protègent. Ces effets ont été mis en évidence par Carter *et al.* (1987a) sur certaines flèches littorales d'Irlande. En Bretagne, la majorité des marais situés en arrière des flèches de galets ont préservé leur morphologie initiale, à l'exception de ceux que l'on retrouve au Linkin et à Bétahon.

Les modifications les plus importantes ont affecté le marais de Bétahon. Au cours du Moyen-Âge et jusqu'au XVII^e siècle, d'importants travaux de drainage ont été réalisés dans le but d'assécher le marais et de pallier certains problèmes d'insalubrité. Ces travaux ont eu pour effet de réduire considérablement le volume d'eau oscillant à chaque cycle de marée et de diminuer de ce fait la compétence des courants de flot et de jusant à l'extrémité distale de la flèche. L'effet de chasse étant amoindri, les sédiments véhiculés par la dérive littorale à la pointe du cordon ont désormais tendance à s'y accumuler, tandis qu'auparavant, ils étaient exportés plus bas sur l'estran et remontaient progressivement vers la flèche sous l'action des houles de tempête. Un certain recyclage des sédiments, *via* l'effet de chasse, était donc entretenu par les courants de marée. Actuellement, l'accumulation de sables et graviers à l'extrémité de la flèche pose des problèmes en terme d'accessibilité des bateaux de pêche au port de Billiers faisant face à la flèche. Le chenal qui permet d'accéder aux quais doit être fréquemment dragué. A cela s'ajoute le problème plus général de l'envasement de l'estuaire de la Vilaine et de ses rives qui affecte l'ensemble de l'Anse de Bétahon. C'est donc de façon indirecte et avec un temps de réponse relativement long que les modifications de la morphologie des marais d'arrière-cordon se répercutent sur le fonctionnement morphosédimentaire des flèches de galets.

Un problème similaire se pose en rade de Perros-Guirec après la réduction importante du volume oscillant dans sa partie occidentale, liée à une série d'aménagements portuaires. Pour seul exemple, nous citerons, parce qu'il nous concerne directement, celui réalisé sur la flèche du Linkin. Dans les années 1970, le marais maritime appelé le Lenn-de-Louannec a été remblayé pour y établir un terrain de camping. Puis, une digue continue rattachant la pointe de la flèche à la terre ferme a été construite afin de créer un plan d'eau destiné à l'apprentissage de la voile. L'artificialisation de toute la zone d'arrière-cordon a empêché tout effet de chasse et a favorisé l'accumulation des sables et galets à la pointe de la flèche. Dans le bas d'estran, des problèmes d'envasement sont également à déplorer actuellement.

1-3- Impacts anthropiques sur les accumulations

1-3-1- La destruction de nombreuses flèches en rade de Brest

En rade de Brest, un grand nombre de flèches de galets ont été détruites au cours des XIX^e et XX^e siècles, comme le souligne la comparaison de la carte IGN récente avec celle de Beautemps-Beaupré (figure 160). Les niveaux d'artificialisation sont assez variables selon les sites. Dans certains cas, les cordons ont simplement servi de support à la mise en place d'une voie de communication. Dans d'autres cas, l'ensemble du système cordon littoral/marais maritime a été détruit. Les remblais ont permis de combler totalement le marais pour y installer un aménagement portuaire ou dans le but de gagner des terres agricoles sur la mer.

1-3-2- Les prélèvements de galets sur les flèches

Contrairement aux cordons de galets des côtes normandes, les prélèvements de matériel grossier n'ont jamais atteint un rythme industriel en Bretagne, à l'exception du cordon de l'Ero Vili en baie d'Audierne et, dans une moindre mesure, du Sillon de Talbert. Sur ce dernier, les prélèvements sédimentaires semblent avoir été relativement importants et sont assez bien documentés.

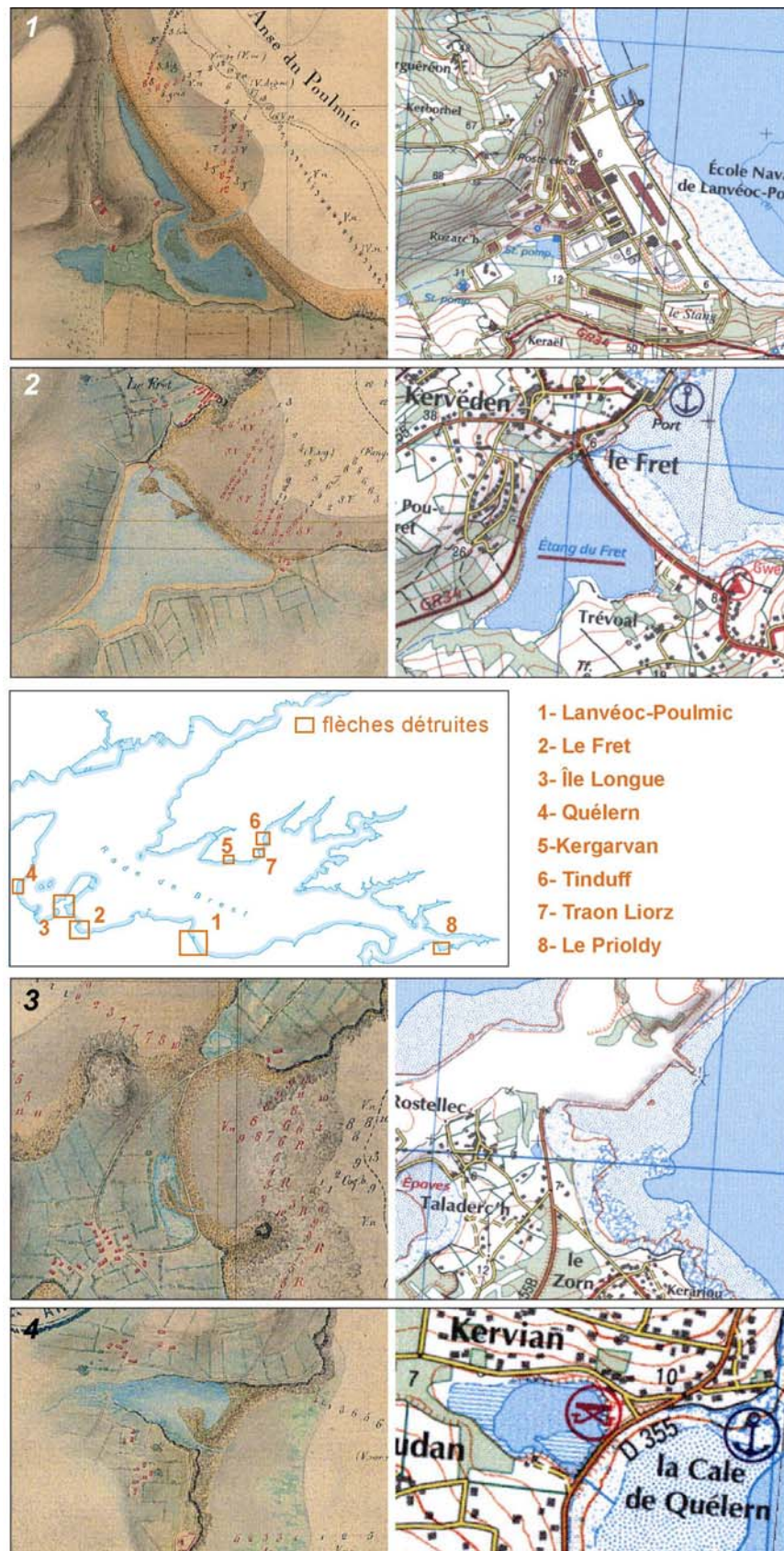


Figure 160 : Artificialisation et destruction de flèches de galets entre 1817 et 2000 en rade de Brest, mises en évidence par la comparaison de la carte IGN avec les minutes de Beautemps-Beaupré.

Dès 1907, un arrêté préfectoral stipule que « toute extraction est absolument interdite dans les bancs de galets parallèles à la côte, formant une protection, et sur tout le Sillon de Talberg ». Ce document montre combien l'extraction de sédiments littoraux sur la flèche devait être monnaie courante au début du XX^e siècle. En dépit de cet arrêté, ces pratiques se poursuivent puisqu'en 1909, le conseil municipal signale une nouvelle fois que les galets sont pris à l'endroit le plus fragile du Sillon. En 1910 toutefois, ce même conseil municipal demande l'autorisation d'extraire 100 m³ de galets pour l'entretien des chemins ruraux. En 1928, l'autorisation sera également donnée à une compagnie privée d'extraire des galets du Sillon, malgré la protestation cette fois de la municipalité. Durant la Seconde Guerre mondiale, les Allemands s'intéressent au Sillon de Talbert comme source éventuelle de galets, indispensables à la construction du Mur de l'Atlantique. Les prélèvements débutent donc sur le Sillon avant de se concentrer rapidement sur l'île Blanche, en arrière de la flèche actuelle. En effet, à l'initiative de l'officier chargé des opérations, l'administration allemande est rapidement mise en fait de l'intérêt de préserver le Sillon de Talbert pour la protection naturelle des rivages alentours. Par la suite, les prélèvements de galets vont donc se concentrer sur l'île Blanche, en arrière de la flèche actuelle. Après la guerre, il semble aussi que les entreprises locales et les particuliers aient régulièrement puisé dans le Sillon de Talbert pour construire à moindre frais hangars et bâtiments divers. Des autorisations administratives auraient permis aux riverains de venir prélever sable et galets trois jours par an (Houdart, 2006). Il est évident que ces prélèvements ont contribué à diminuer le volume total du cordon et à accélérer son recul.

En rade de Brest, en revanche, les prélèvements ont, de tout temps, gardé un caractère sauvage. Ainsi, au Loc'h de Landévennec, ils sont le fait des agriculteurs qui prétendent à un droit ancestral et continuent de prélever les galets sur la flèche (Morel, 1993). Ce matériel est essentiellement destiné à empierrer les chemins de servitude. Il a également pu servir à la construction de maisons anciennes, comme tel est le cas en pays Bigouden, ou dans le pays de Caux. Lors du plein essor de l'ostréiculture en rade de Brest, dans les années 1960, bon nombre de parcs à huîtres, de bassins de rétention d'eau et de cales d'accès à l'estran ont été réalisés en utilisant le matériel lithique des flèches situées à proximité.

A Mengleuz, les ostréiculteurs ont ainsi prélevé des galets sur le crochet terminal de la flèche (figure 161), réduisant la longueur du cordon d'une cinquantaine de mètres (Stéphan *et al.*, 2005a). Les volumes de galets extraits à cette époque sont estimés à environ 2 700 m³, soit 12 % du volume actuel de la flèche.

La flèche de Kersanton a également subi une diminution considérable de son volume initial en raison de prélèvements importants réalisés dans les années 1960 (figure 162). Ces prélèvements, estimés entre 3 000 et 4 000 m³, ont déstabilisé l'ensemble de la flèche, incitant par la suite la municipalité à mettre en place un enrochement afin de stopper le recul du cordon. Certes, les volumes de sédiments prélevés sur les flèches de la Rade ne sont pas comparables à ceux d'autres secteurs des côtes bretonnes ou normandes ayant connu une plus forte pression anthropique. Toutefois, ces quelques exemples montrent combien de telles pratiques ont pu contribuer à déstabiliser l'équilibre de certaines formes d'accumulation, au sein d'un système littoral bénéficiant d'apports sédimentaires limités.

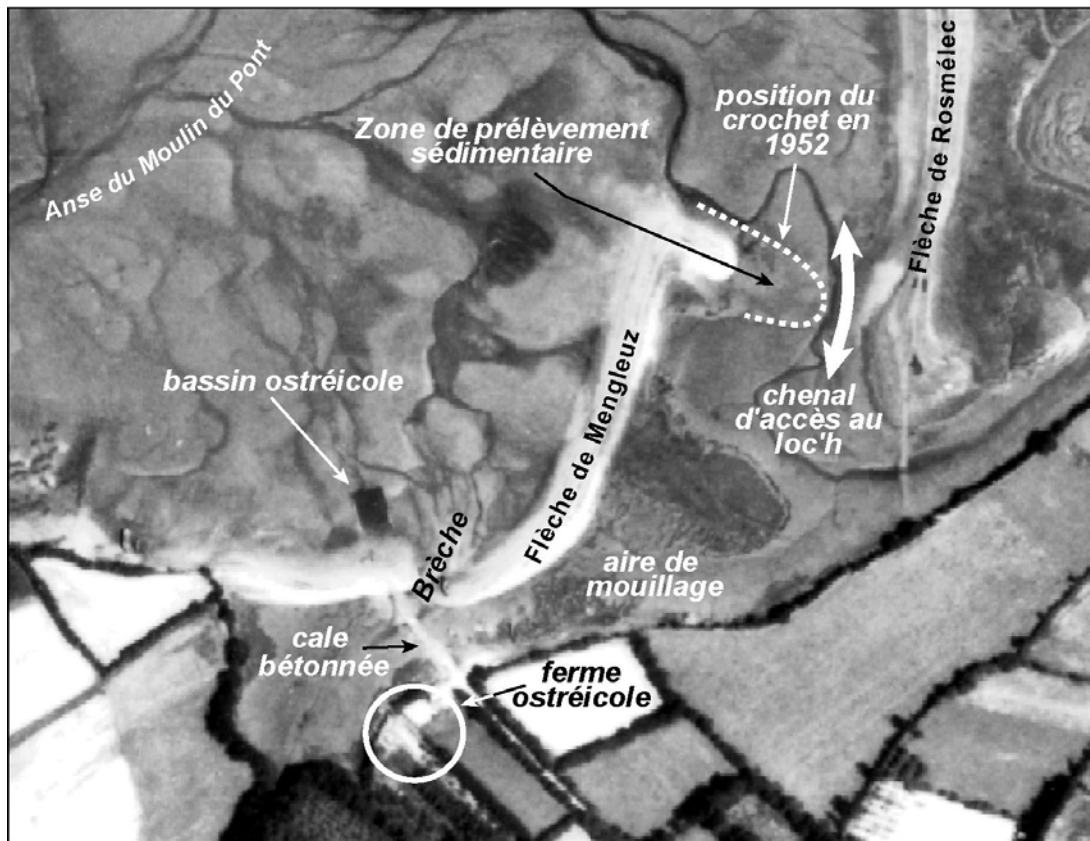


Figure 161 : Cliché aérien du secteur de Mengleuz en 1966 et localisation de la zone de prélèvement sédimentaire et des divers aménagements destinés à l'activité ostréicole (Stéphan *et al.*, 2005a).

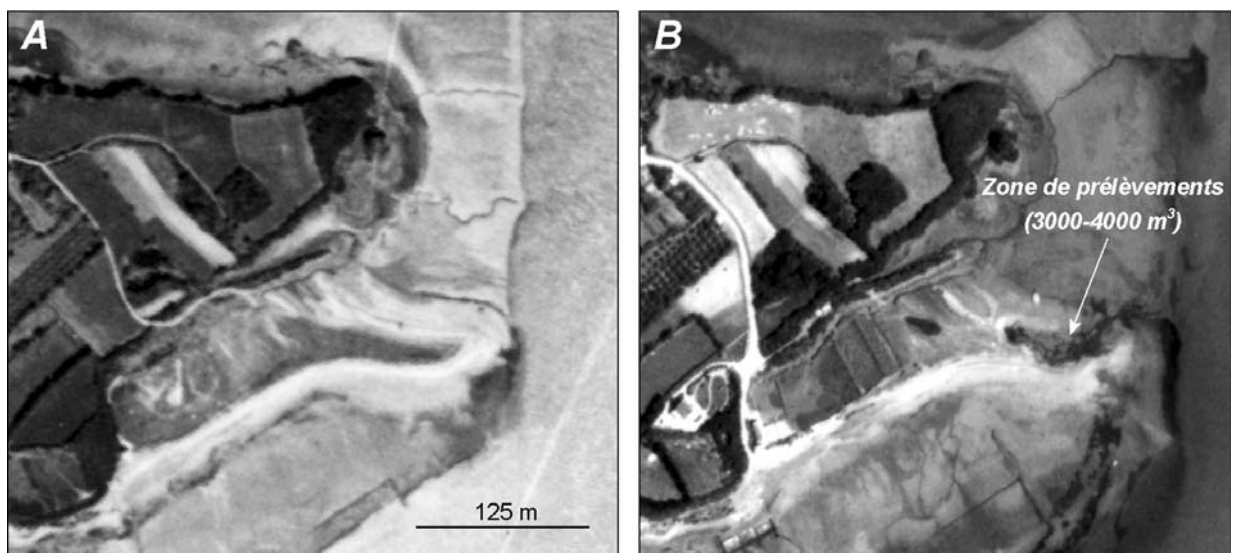


Figure 162 : A. Situation initiale de la flèche de Kersanton en 1952. B. Flèche de Kersanton en 1966 et localisation de la zone de prélèvements sédimentaires.

1-3-3- L'artificialisation des flèches

Certaines flèches que nous étudions ont fait l'objet d'un processus d'artificialisation plus ou moins important, visant à stopper le recul de l'accumulation par la mise en place d'ouvrages de protection, perturbant le fonctionnement morphosédimentaire des flèches de galets.

Sur le Sillon de Talbert, les premiers travaux répertoriés remontent à l'année 1967. Ils ont été réalisés afin de colmater deux brèches ouvertes au cours d'une violente tempête en mars 1962 (Pinot, 1994) et qui n'ont cessé de se rouvrir jusqu'alors. En 1974, l'épi du Chouk, dont nous avons déjà parlé, a été mis en place dans la partie proximale du cordon en vue de stopper le départ des sables vers la pointe de la flèche littorale. La même année, une digue frontale a également été construite sur 1 100 m depuis la racine. Elle a été installée au sommet de la flèche dans le but de ralentir le recul du cordon sous l'effet des submersions marines. A cela s'est ajouté un reprofilage de la flèche visant à la plaquer contre les enrochements. En 1982, la digue a été prolongée sur 300 m vers la pointe de la flèche. Néanmoins, ces opérations ne sont pas efficaces. Le Sillon de Talbert poursuit son recul vers l'est et, très rapidement, les ouvrages de défense se retrouvent en avant sur la plage, à mi hauteur entre le pied et le sommet du cordon (figure 163).



Figure 163 : Effets perturbateurs de l'enrochement longitudinal sur le fonctionnement morphosédimentaire du Sillon de Talbert lors des phases de haut niveau marin (cliché : C. Bonnot-Courtois, 19/09/01).

Même si la digue absorbe une bonne partie de l'énergie des vagues déferlant sur le cordon, elle empêche l'exhaussement de la crête par le biais des processus d'*overtopping*. En outre, la présence de l'enrochement entraîne une forte réflexion de la houle qui provoque un départ des galets vers le pied du cordon.

Ainsi, les épisodes tempétueux survenus durant les hivers 1982, 1984, 1987 et 1990 (Morel, 1997) ont provoqué un affaissement considérable du cordon, l'ouverture de nouvelles brèches et le recul de l'accumulation en raison d'une mauvaise conception de l'ouvrage (Pinot, 1994). D'ailleurs, nous avons pu constater dans le chapitre précédent que la présence de cet enrochement n'avait en rien modifié la relation entre vitesse de recul et intensité des submersions le long du Sillon. Il convient enfin de préciser qu'en 2001, la gestion du Sillon de Talbert a été confiée au Conservatoire du Littoral qui a adopté dès lors une stratégie visant à accompagner le recul du cordon tout en évitant sa rupture. Dans le cadre de cette nouvelle politique de gestion de l'érosion, la digue frontale a été supprimée sur la majeure partie de sa longueur, en 2004. Les blocs constituant l'enrochement ont été concassés avant d'être disposés en arrière du Sillon sous la forme de trois cordons artificiels sensés ralentir le recul de l'accumulation sans en perturber la dynamique morphosédimentaire. Nous reviendrons sur la pertinence d'une telle démarche dans la troisième partie de notre travail.

Sur la flèche du Linkin, un enrochement de 320 m de long a également été posé au cours des années 1970 afin de protéger le polder nouvellement créé à l'emplacement du marais maritime (Le Goff, 1995). Au début des années 1980, cet ouvrage a été prolongé sur 220 m vers la pointe de la flèche afin d'éviter la rupture du cordon dans sa portion la plus fragile. Cependant, ces enrochements n'ont pas eu les mêmes effets néfastes que ceux observés sur le Sillon de Talbert, probablement en raison d'une moindre mobilité de la flèche du Linkin.

Enfin, un ouvrage du même type a été mis en place dans la partie proximale de la flèche de Dibenn en réponse au phénomène de cannibalisation qui menaçait de rupture la racine du cordon. Cet enrochement date des années 1970 et s'étend sur un linéaire de 300 m, soit plus de 70 % de la longueur de la flèche (photographie 27).

Au vu de ces exemples, il apparaît clairement que tous les ouvrages mis en place pour bloquer le recul des flèches de galets ne sont pas adaptés à un environnement mobile. Comme le rappelle Morel (1995), la dynamique intrinsèque des cordons veut qu'en période de tempête, leur profil transversal se redresse faisant ainsi obstacle aux agressions marines. Or, la plupart des ouvrages de défense fixent la forme de la flèche en plan et en altitude et l'empêchent de s'adapter aux dynamiques naturelles. Au fil des tempêtes et des éventuelles submersions, la flèche perd progressivement de sa vigueur et les sédiments tendent à s'étaler vers le bas de l'estran, comme cela s'est produit après la mise en place d'enrochements sur le Sillon de Talbert (Pinot, 1994). Le recours à un ouvrage de défense plus massif est alors nécessaire, après reprofilage du cordon. Au final, la flèche finit par disparaître sous le bitume et la construction de murs ou d'enrochements est nécessaire pour assurer la stabilité de l'édifice.

Le recours à des méthodes dites « douces » de reprofilage et de rechargement sédimentaire semble donc plus approprié pour limiter le recul des flèches de galets. La flèche externe du Loc'h a fait l'objet de ce type d'opération après sa rupture en 1993. La brèche a été colmatée en janvier 1994 par les services de la DDE et la majeure partie du matériel utilisé a été prélevée directement sur les deltas de marée de façon à conserver les caractéristiques granulométriques du matériel. Lors de cette restauration, le sommet du cordon a également été rehaussé là où il s'était abaissé. Ce type d'opération a été renouvelé en novembre 1995, après l'affaissement et l'écrêtement du cordon sur ce même secteur. La crête a été reprofilée et les galets ont été transférés du bas vers le haut de l'estran.



Photographie 27 : Enrochement sommital sur la flèche de Dibenn.

1-3-4- La surfréquentation

Jusqu'à une date relativement récente, l'autorisation était donnée aux véhicules automobiles de circuler directement sur la plupart des cordons littoraux. Sur les dunes, le passage des voitures a entraîné une dégradation considérable de la végétation fixatrice et une érosion éolienne importante des massifs dunaires, dont le point culminant reste probablement la décennie 1970. Certes, les flèches de galets ne sont pas sujettes à une déflation importante en raison de la grossièreté du matériel sédimentaire, à l'exception peut-être des portions de cordons où domine la fraction sableuse (figure 164). Néanmoins, la fréquentation y présente bien d'autres aspects néfastes au bon fonctionnement morphosédimentaire de ce type d'accumulation. Le passage répété des véhicules sur ces cordons contribue incontestablement au tassement et à l'abaissement des crêtes des accumulations littorales qui deviennent alors plus sensibles à la submersion marine. Actuellement, les flèches du Bindy, du Bourg, de Mengleuz, et du Renard en rade de Brest accueillent toujours des aires de stationnement automobile. Or, la limite de ces parkings n'étant pas clairement fixée, il n'est pas rare de constater le stationnement de véhicules immédiatement au sommet des flèches. En outre, l'importance de l'ostréiculture en rade de Brest et à proximité du Sillon de Talbert est également responsable d'une fréquentation quotidienne des estrans par les professionnels. Habités aux sites littoraux qu'ils fréquentent quotidiennement, les ostréiculteurs perçoivent difficilement les évolutions morphologiques engendrées par le passage répété de leurs engins motorisés. Sur le Sillon de Talbert, l'une des premières mesures prises par le Conservatoire du Littoral fut d'interdire la circulation des tracteurs sur le cordon afin d'éviter les effets de tassement des sédiments sous le poids des véhicules.

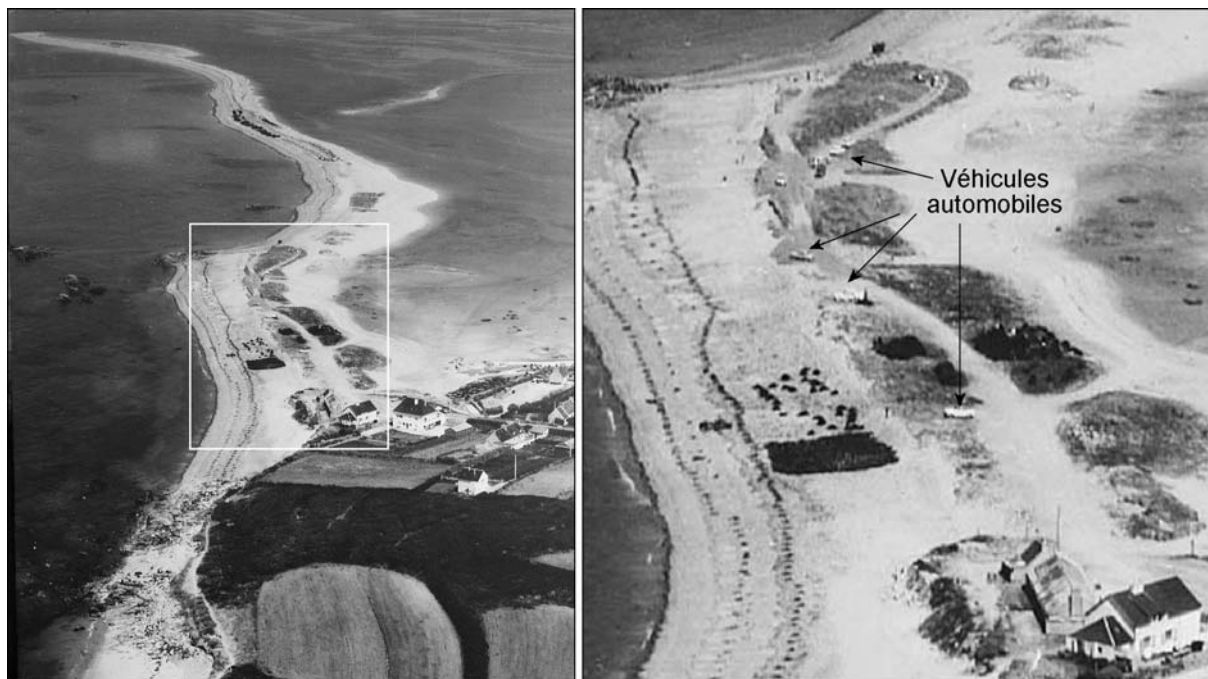


Figure 164 : Vue aérienne oblique du Sillon de Talbert datant des années 1960 sur laquelle il est possible d'apercevoir les véhicules automobiles stationnés au sommet du cordon (source : D. Halleux, Conservatoire du Littoral)

Par ailleurs, la fréquentation humaine de certains sites peut également être source de dégradation des flèches de galets. Le fait est avéré sur le Sillon du Talbert où le passage de visiteurs, dont le nombre est estimé à 130 000 chaque année (Houdart, 2006), provoque une érosion de la crête et du revers du cordon de galets, se traduisant par un affaissement et un compactage des sédiments. En rade de Brest, plusieurs flèches se présentent comme des obstacles topographiques qu'il faut franchir avant d'atteindre l'estran. Les promeneurs sont alors contraints d'emprunter la forte pente qui marque le revers du cordon, sur lequel les galets, tout juste en équilibre, ne demandent qu'à tomber. Après plusieurs passages, une voie s'ouvre dans le revers évoluant alors en une brèche d'origine anthropique. Ce type de dégradation a été mis en avant pour expliquer l'ouverture d'une brèche dans la flèche du Loc'h à Landévennec en 1993 (Hallégouët et Morel, 1994).

1-3-5- L'ouverture de brèches artificielles dans les flèches

Le cordon de Mengleuz constitue le seul cas en Bretagne de flèche de galets éventrée par l'Homme de façon intentionnelle. L'ouverture d'une brèche dans cette accumulation dans les années 1960 est le seul fait d'un ostréiculteur dont nous avons recueilli le témoignage. Lors de son arrivée sur le site, l'accès à l'estran lui était directement interdit par la présence du cordon de galets. Cette flèche littorale constituait un obstacle particulièrement difficile à franchir avec un engin motorisé. En outre, elle empêchait le mouillage des embarcations à proximité du bâtiment d'exploitation. Une solution devait donc être trouvée rapidement et ce fut sans état d'âme que cet ostréiculteur entreprit d'éventrer le cordon afin d'accéder plus facilement à l'estran. La construction d'une cale en béton a ensuite permis d'entretenir cette ouverture dans la flèche. A chaque cycle de marée, la dérive littorale apportait de grandes quantités de sédiments qui venaient recouvrir complètement la cale. Il fallait donc régulièrement la dégager. Les galets étaient alors rapportés vers le bâtiment ostréicole pour servir de matériau de construction. Au final, ces actions eurent pour effet de déconnecter la flèche de ses sources d'alimentation (Stéphan, 2004 ; Stéphan *et al.*, 2005a, 2005b).

1-4- Conclusion partielle

Il est difficile d'être exhaustif dans l'analyse des forçages anthropiques, tant les perturbations induites par les activités humaines sont diverses et ne présentent pas toutes le même degré d'impact sur les flèches de galets. Dans certains secteurs, la présence d'ouvrages transversaux bloque le transit de galets et entraîne une diminution des apports sédimentaires en direction des cordons, comme c'est le cas à l'Auberlac'h. Dans d'autres secteurs, la mise en place d'ouvrages de défense modifie le fonctionnement morphosédimentaire des accumulations et aggrave le problème d'érosion qu'ils sont sensés combattre, comme nous avons pu l'observer sur le Sillon de Talbert. Par le passé, les prélèvements sédimentaires ont également contribué à amoindrir le stock de matériel constituant les flèches littorales, tandis que la surfréquentation fragilisait des édifices déjà instables par nature. Lorsque toutes ces perturbations se trouvent concentrées sur un même site et se perpétuent sur plusieurs décennies, il n'est pas interdit d'attribuer à l'Homme toute la responsabilité de l'érosion. Ainsi, la situation de pénurie sédimentaire qui s'observe sur Mengleuz résulte-t-elle d'un ensemble d'interventions anthropiques (prélèvements, surfréquentation, perturbation du transit, ouverture de brèches) réalisées sur l'estran depuis plus de cinquante ans (Stéphan *et al.*, 2005a, 2005b). Toutefois, à l'échelle régionale, l'impact anthropique ne doit pas être surestimé. Dans leur majorité, les flèches de galets n'ont fait l'objet que d'une faible pression anthropique conduisant tout au plus à aggraver une situation d'érosion déjà existante. A titre d'exemple, il est intéressant de noter que le Sillon de Talbert connaissait déjà un recul rapide avant de faire l'objet de prélèvements sédimentaires par l'armée allemande. De la même façon, la plupart des flèches de la rade de Brest sont restées à l'écart de toutes perturbations liées aux activités humaines et enregistrent, malgré tout, une tendance à l'érosion à l'échelle des deux derniers siècles. Par conséquent, il convient de s'interroger sur les dynamiques à plus long terme, telles que l'élévation récente du niveau moyen de la mer susceptible d'influencer l'évolution des formes d'accumulations littorales.

2- Le rôle de l'évolution des forçages météo-marins dans le recul des flèches de galets

Un renforcement récent des forçages météo-marins à l'échelle de la Bretagne serait-il responsable de l'érosion des flèches de galets ? La réponse à cette question nécessite de tenir compte de l'ensemble des facteurs marégraphiques, météorologiques et hydrodynamiques susceptibles d'entraîner le recul des formes d'accumulation étudiées. Dans un premier temps, nous écarterons de cette analyse l'impact éventuel de l'élévation du niveau moyen de la mer, en démontrant que les vitesses de remontée sont bien trop lentes sur la période récente pour être responsables d'un recul significatif des édifices sédimentaires. Dans un second temps, nous nous intéresserons aux conditions tempétueuses et à leur évolution récente en Bretagne. Pour ce faire, nous nous appuyerons sur un grand nombre d'études réalisées dans ce sens (Lemasson et Regnaud, 1997 ; Bouligand et Pirazzoli, 1999 ; Bouligand et Tabeaud, 2000 ; Pirazzoli, 2000 ; Hénaff, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2004). Dans un troisième temps, les données issues de l'analyse des submersions marines que nous avons obtenues dans le chapitre précédent seront utilisées pour observer l'évolution de ce type d'épisodes morphogènes sur les flèches de galets.

2-1- L'élévation du niveau moyen de la mer et le recul des cordons de galets

2-1-1- Le niveau moyen de la mer en Bretagne depuis deux siècles : une lente remontée ...

Les données marégraphiques utilisées dans cette étude sont issues de la base de données du *Permanent Service for Mean Sea Level*, disponibles sur Internet. Cet organisme international, créé en 1933, se charge de collecter, analyser et diffuser les valeurs moyennes mensuelles et annuelles du niveau de la mer obtenues en divers points du globe (Paskoff, 2001). En France, les marégraphes sont installés et gérés par le SHOM. Six d'entre eux mesurent les variations du niveau marin le long des côtes de Bretagne (figure 165). L'étendue temporelle des données est cependant très variable selon les sites.

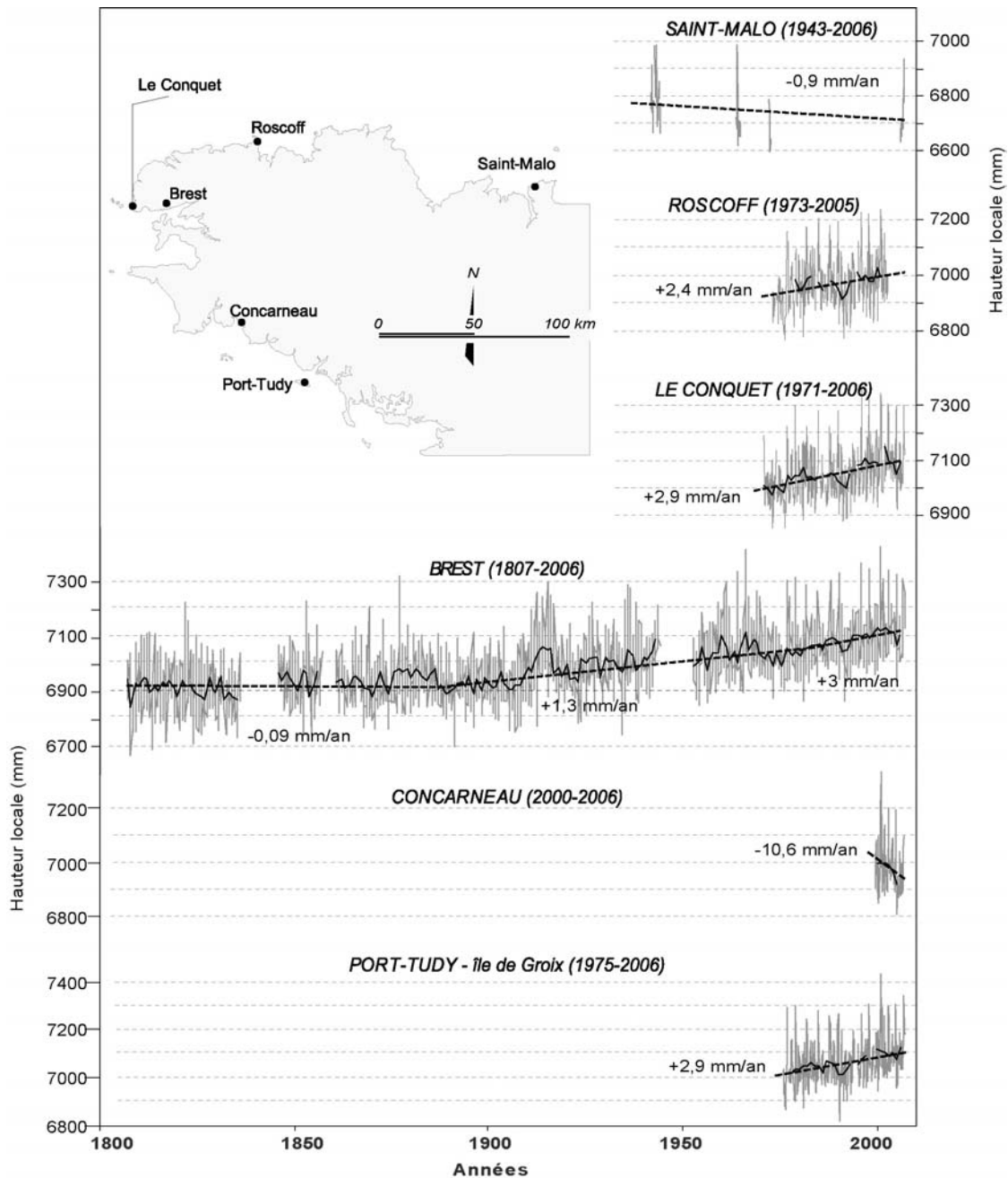


Figure 165 : Valeurs moyennes mensuelles et annuelles du niveau de la mer, et tendances associées, enregistrées par différents marégraphes répartis le long du littoral de Bretagne.

Les variations du niveau de la mer à Brest ont fait l'objet de nombreuses études compte tenu de la longue série de données marégraphiques disponibles, permettant de retracer la tendance du niveau moyen de la mer depuis le début du XIX^e siècle. Toutes ces études mettent en évidence une hausse du niveau marin. Cependant, l'estimation des vitesses de remontée est assez variable selon les auteurs. Gutenberg (1941) a tout d'abord fixé cette vitesse à + 0,8 mm/an pour la période 1807-1936. Pirazzoli (1986) montre par la suite que cette tendance n'est pas linéaire mais connaît une accélération progressive au cours des deux cents dernières années ; il met en évidence une relative stabilité du niveau marin entre 1807 et 1890 (+ 0,3 mm/an) suivie d'un mouvement transgressif plus rapide entre 1890 et 1981 (+ 1,2 mm/an). Plus récemment, Wöppelmann *et al.* (2006) ont pu déterminer avec précision deux points d'inflexion de la tendance moyenne : ils individualisent ainsi trois périodes entre 1807 et 2004, caractérisées par des vitesses accrues d'élévation du niveau marin. Tout d'abord, entre 1807 et 1890, le niveau moyen de la mer est globalement stable (- 0,09 ± 0,15 mm/an). Puis, de 1890 à 1980, le rythme d'élévation du niveau marin passe à + 1,3 ± 0,15 mm/an. Enfin, de 1980 à 2004, les vitesses d'élévation atteignent + 3 ± 0,5 mm/an. Les auteurs précisent, par ailleurs, que cette accélération n'est imputable qu'au seul phénomène eustatique, le substrat sur lequel repose le marégraphe (granite de Saint-Renan) pouvant être considéré comme tectoniquement stable, au moins durant les deux cents dernières années.

Les données enregistrées par les autres marégraphes de Bretagne n'ont pas l'objet d'études aussi approfondies. Pour les sites du Conquet, de Roscoff et de Port-Tudy, les enregistrements couvrent une période d'environ trente ans et le rythme de remontée du niveau marin que nous proposons est obtenu par régression linéaire sur l'ensemble des moyennes mensuelles. Les tendances du niveau marin dressées au cours des trente dernières années mettent en évidence une remontée à des rythmes assez similaires quel que soit le secteur considéré, compris entre + 2,4 mm/an et + 2,9 mm/an. Ces valeurs correspondent approximativement à celles obtenues à Brest sur la même période. Les enregistrements effectués à Concarneau et à Saint-Malo, en revanche, sont trop fragmentaires et ne couvrent pas une période suffisamment longue pour que l'on puisse extraire une tendance significative par régression linéaire.

En définitive, l'analyse des données marégraphiques enregistrées sur les façades méridionale, orientale et septentrionale de Bretagne met en évidence des vitesses similaires d'élévation du niveau moyen de la mer, atteignant jusqu'à + 2,5 à + 3 mm/an au cours des trente dernières années.

2-1-2- ...dont l'impact sur l'évolution des flèches de galets reste négligeable

Sur la période récente, les vitesses de remontée du niveau moyen de la mer sont bien trop lentes pour être responsables d'un recul significatif des flèches de galets en Bretagne. En effet, ce niveau s'est élevé de seulement 20 cm au cours des deux derniers siècles. Or, cette valeur est quasi-insignifiante en comparaison de l'amplitude du marnage, des surcotes et des phénomènes de *wave setup* et de *runup*, intervenant dans la génération de hauts niveaux d'eau à la côte. Une très légère baisse du régime des houles, une diminution de la fréquence des épisodes tempétueux, une modification insignifiante de la pente du cordon, sont suffisantes pour compenser l'impact éventuel du mouvement transgressif actuel. En outre, il est indispensable de tenir compte de la nature dynamique des cordons de galets et de leur capacité d'adaptation morphologique à un contexte de transgression marine (Orford *et al.*, 1992, 1995 ; Orford et Carter, 1995), à travers les processus d'auto-organisation.

S'il est vrai que le niveau moyen de la mer constitue un niveau de référence à partir duquel s'exercent les processus météo-marins, son élévation durant les 200 dernières années n'a

probablement eu qu'un impact extrêmement réduit sur la mobilité des flèches de galets et ne peut être examiné sur une période de temps aussi courte.

2-2- L'évolution récente des conditions tempétueuses en Bretagne

Les tempêtes se définissent par un renforcement temporaire des conditions météo-marines propices au recul des cordons de galets et au transfert rapide de matériel sédimentaire sur les accumulations littorales. Elles s'accompagnent le plus souvent de vents forts qui permettent de les identifier à partir des enregistrements anémométriques effectués sur les différentes stations météorologiques qui jalonnent les rivages de Bretagne. Les événements tempétueux sont également favorables à l'apparition de phénomènes de surcote participant à la génération de hauts niveaux d'eau sur le littoral. Enfin, les houles sont souvent fortes et entraînent une élévation significative du niveau d'eau à la côte par le biais du *wave setup* et du *runup*. Associées à une pleine mer de vive-eau, les conditions tempétueuses favorisent la submersion des cordons par les vagues et le déplacement rapide de sédiments sur le revers des accumulations.

2-2-1- Evolution du régime des vents et fréquence des tempêtes

Les tendances d'évolution des vents littoraux durant la seconde moitié du XX^e siècle ont été étudiées à l'échelle du Grand-Ouest français par Lemasson et Regnaud (1997). Cette étude se base sur l'analyse de données acquises pour treize stations météorologiques réparties le long des rivages entre Cherbourg, au nord, et île d'Yeu, au sud. Les auteurs notent une légère augmentation de la vitesse moyenne des vents depuis le milieu des années 1970, un basculement général du vent dans la direction sud-ouest, ainsi qu'une augmentation de la fréquence des vents forts (supérieur à force 7, soit 17 m/s).

Plus récemment, l'évolution de la fréquence des vents violents, de vitesse supérieure ou égale à 20 m/s a été retracée à l'échelle des côtes bretonnes par Hénaff (2004) sur la période 1949-1996, à partir d'enregistrements tri-horaires obtenus auprès de huit stations météorologiques (figure 166). Toutefois, les graphiques présentés dans la figure 166 n'ont pas été dressés de manière à étudier l'évolution des conditions tempétueuses en Bretagne. En effet, aucun seuil de durée n'a été fixé pour supprimer les données reflétant un simple « coup de vent » et retenir uniquement les données successives, indicatrices d'un véritable événement de tempête. Or, cette notion de durée est essentielle dans la détermination des phénomènes tempétueux, comme l'ont rappelé Clabaut *et al.* (2000). Dans leur étude des tempêtes près de Dunkerque, ces auteurs ne considèrent un événement tempétueux que lorsqu'un vent fort se maintient durant 12 heures au minimum. Cette limite de temps s'avère relativement pratique puisqu'elle suppose obligatoirement une coïncidence avec une pleine mer. Cette conjonction accroît alors le potentiel morphogène des événements retenus comme tempétueux.

Néanmoins, l'analyse des vents violents menée par Hénaff (2004) permet de distinguer trois phases entre 1949 et 1996 (figure 166). La durée ainsi que le début et la fin de chaque phase ne coïncident pas toujours et des décalages de quelques années peuvent exister d'un site de mesure à l'autre. Il apparaît néanmoins que, de 1949 au début des années 1970, le nombre moyen annuel de vents violents a connu une diminution. Cette première phase est suivie par une période de transition entre 1973 et 1980, durant laquelle la tendance à la diminution de ces vents s'infléchit progressivement. Enfin, la phase la plus récente est caractérisée par une augmentation du nombre annuel de vents violents, entre 1980 et 1996. Les stations de Cancale, de Bréhat et de la Pointe du Raz montrent toutefois des évolutions différentes. En effet, à Cancale et à la Pointe du Raz, la

fréquence de ces vents ne cesse d'augmenter sur toute la période d'étude, tandis qu'à Bréhat, le maximum est atteint durant la période 1973-1980.

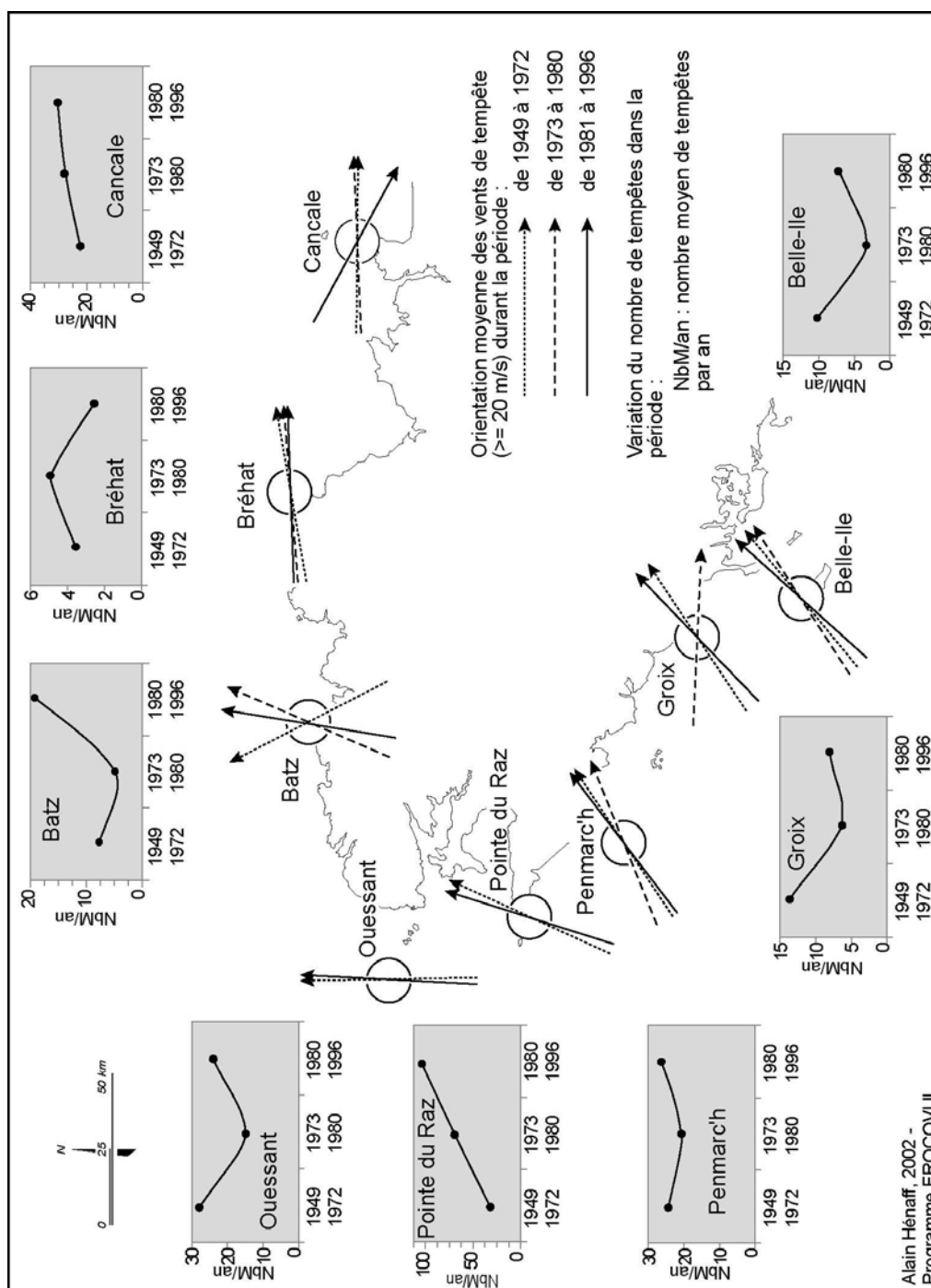


Figure 166 : Evolution de la direction et de la fréquence des vents de tempête entre 1949 et 1996 (Hénaff, 2004).

Enfin, il est intéressant de noter que les trois phases reconnues par Hénaff (2004) correspondent également à des périodes de modification du régime global des vents sur les côtes de Bretagne (Pirazzoli *et al.*, 2004), attribuées à un renversement de l'indice NAO (*North Atlantic Oscillation*) durant la décennie 1970.

2-2-2- Evolution des surcotes en Bretagne

En Bretagne, les surcotes et les paramètres météorologiques qui en sont à l'origine ont été étudiés en détail par Bouligand et Pirazzoli (1999), Bouligand et Tabeaud (2000), Pirazzoli (2000), Pirazzoli *et al.* (2004). Au cours des dernières décennies, une légère tendance à la diminution des surcotes a été mise en évidence à l'échelle régionale par Pirazzoli (2000). La figure 167 illustre les tendances observées au port de Brest pour différents seuils de surcotes. La diminution est légère mais statistiquement significative d'après l'auteur.

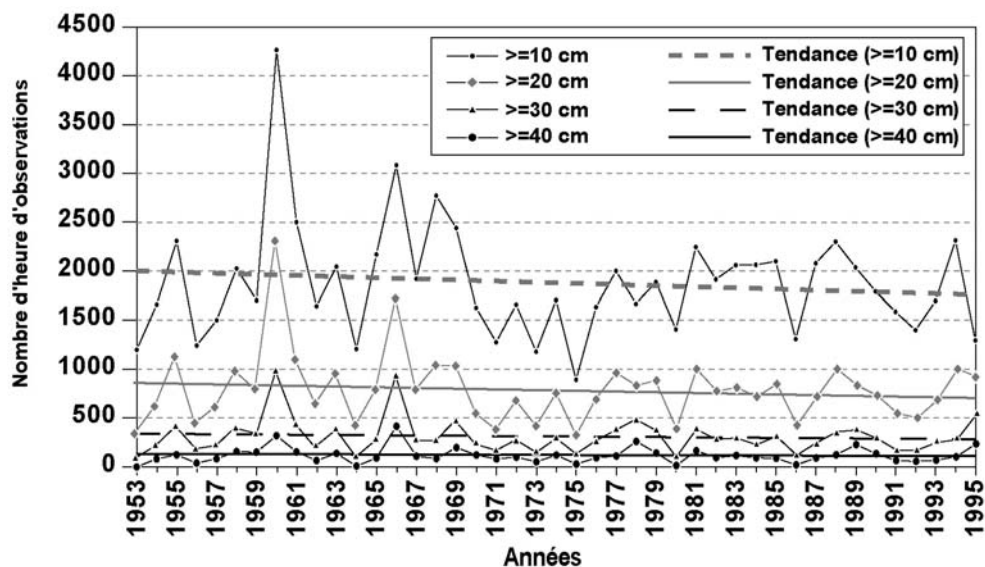


Figure 167 : Fréquence des surcotes supérieures ou égales à 10 cm, 20 cm, 30 cm et 40 cm à Brest entre 1953 et 1995 (Pirazzoli, 2000).

Cette tendance est attribuée à un changement progressif des conditions climatiques en Bretagne. En effet, l'analyse des données de vents enregistrées à Ouessant et à Belle-Ile entre 1951 et 1997 a révélé une moindre fréquence des dépressions atmosphériques d'une durée supérieure à 9 h (Pirazzoli, 2000) (figure 168).

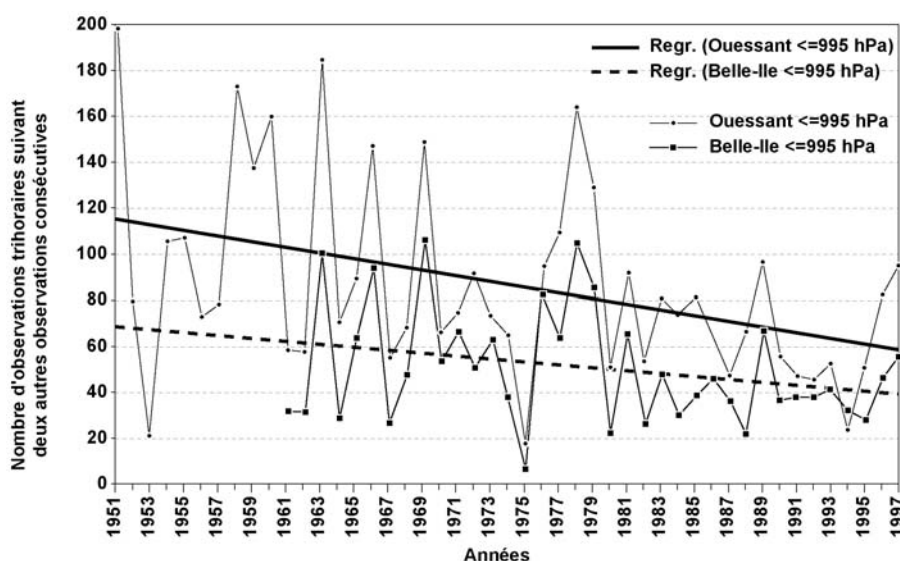


Figure 168 : Fréquence des dépressions atmosphériques d'une durée minimum de 9 h à Ouessant (1951-1997) et à Belle-Ile (1961-1997) (Pirazzoli, 2000).

En outre, les vents forts de secteurs sud et sud-ouest (180°-260°) ont connu une diminution de leur durée et de leur fréquence sur la période récente. Or, ces vents sont responsables des plus fortes surcotes, sur les côtes bretonnes (figure 169).

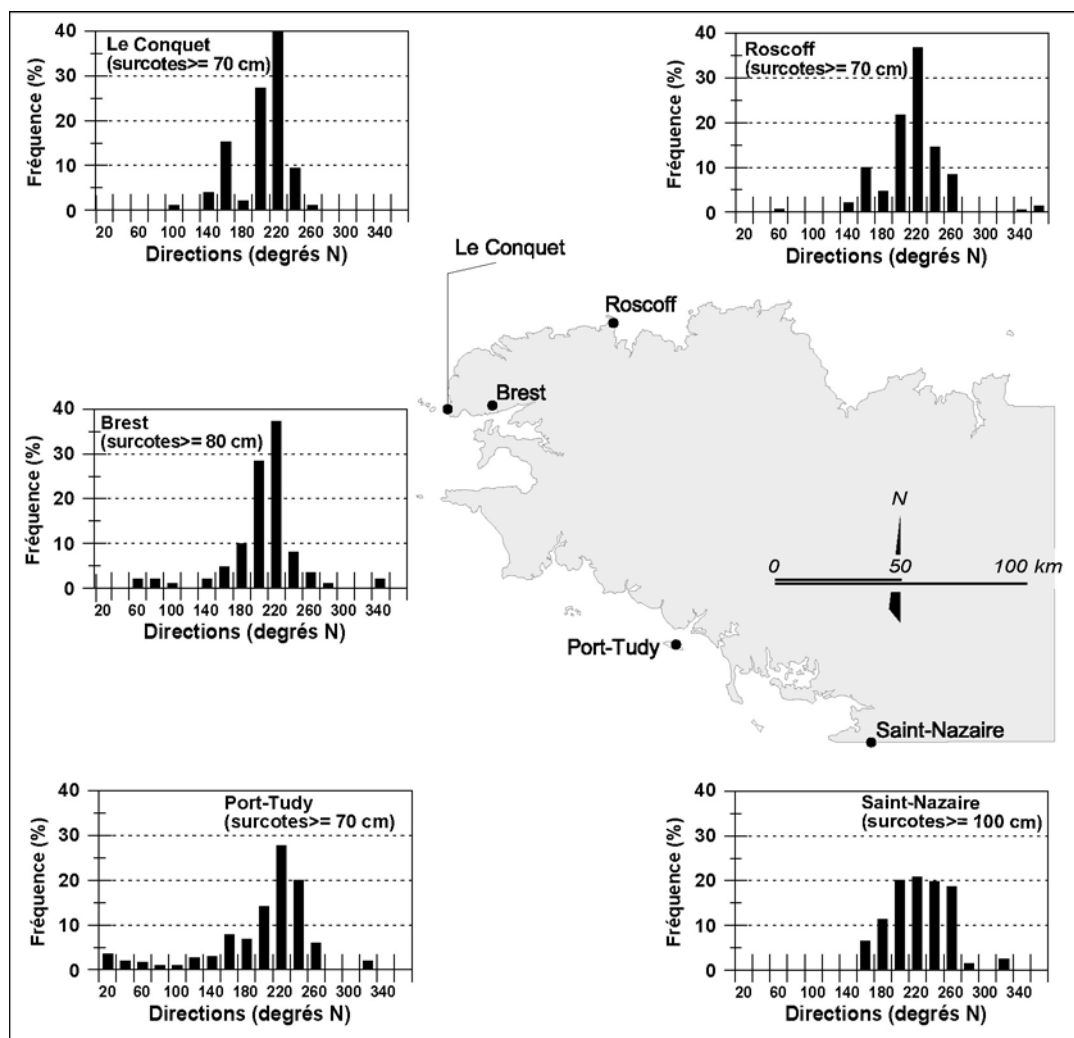


Figure 169 : Directions moyennes des vents durant les huit heures qui précèdent les plus fortes surcotes (modifié de Pirazzoli, 2000).

La tendance à la diminution des surcotes est donc potentiellement favorable à une réduction de la fréquence et de la gravité des submersions marines sur les flèches de galets de Bretagne. Toutefois, Pirazzoli (2000) et Pirazzoli *et al.* (2004) ont souligné le fait que, sur les côtes macrotidales de Bretagne, les surcotes doivent nécessairement coïncider avec une pleine mer de vive-eau (PMVE) pour entraîner la submersion des côtes basses par la mer. Or, une telle conjonction revêt un caractère extrêmement aléatoire.

Au cours des dernières décennies, les fortes surcotes n'ont coïncidé avec une PMVE qu'en de rares occasions. Le tableau 11 retient uniquement les vingt plus fortes surcotes enregistrées par les marégraphes et relève le nombre de fois durant lesquelles ces épisodes ont coïncidé avec une PMVE dépassant respectivement le 90^e et le 95^e percentiles. La conjonction entre l'une de ces surcotes et une PMVE supérieure ou égale au 95^e percentile s'est produite une seule fois à Brest sur une période

de 135 ans, soit entre 1860 et 1995. Elle n'a, par ailleurs, jamais été enregistrée sur les autres stations marégraphiques. La conjonction entre l'une des vingt plus fortes surcotes et une PMVE supérieure ou égale au 90^e percentile est légèrement plus fréquente. Elle s'est produite à deux reprises à Brest entre 1953 et 1996 et au Conquet entre 1971 et 1994. Cela démontre toutefois le caractère exceptionnel de ce type d'événement.

Station marégraphique	Durée des enregistrements	PMVE (cm) 95 ^{ème} percentile	PMVE (cm) 90 ^{ème} percentile	20 plus fortes surcotes enregistrées	
				Nbre d'occurrence avec PMVE >= 95 ^{ème} percentile	Nbre d'occurrence avec PMVE >= 90 ^{ème} percentile
Saint-Nazaire (1966-1988)	23 ans	+513	+485	0	1
Port Tudy (1966-1996)	29 ans	+486	+461	0	0
Brest (1860-1996)	135 ans	+700	+663	1	2
Brest (1953-1996)	42 ans	+708	+671	0	2
Le Conquet (1971-1994)	23 ans	+666	+629	0	2
Roscoff (1973-1996)	22 ans	+840	+799	0	1

Tableau 11 : Nombre de PMVE coïncidant avec les 20 plus fortes surcotes enregistrées sur les différentes stations marégraphiques de Bretagne (Pirazzoli, 2000).

2-2-3- Evolution des conditions de houle en Bretagne

L'évolution des conditions de houles influence la mobilité des flèches de galets. En effet, des changements dans la direction générale des houles sont susceptibles d'accélérer ou de ralentir le transit sédimentaire le long des flèches conduisant à une modification de leur orientation. Un renforcement du régime des houles peut également accroître la fréquence des submersions marines par le biais des phénomènes de *wave setup* et de *runup*, intervenant dans la génération de hauts niveaux d'eau à la côte.

2-2-3-1- Les changements dans la direction des houles

A ce jour, les travaux de Hénaff (2008) sont les seuls à avoir analysé l'évolution pluri-décennale à pluri-centennale des conditions de houles à l'échelle de la Bretagne. L'absence de longues séries de données disponibles a nécessité de tenir compte d'indicateurs morphologiques susceptibles de refléter d'éventuels changements dans les conditions d'agitation de la mer. L'examen diachronique de l'orientation prise par douze queues de comète littorales a ainsi permis d'apprécier les grands changements dans les directions de houles parvenant sur les rivages (figure 170). En effet, l'orientation de l'axe de ces formations sédimentaires livre une indication sur la direction résultante des houles.

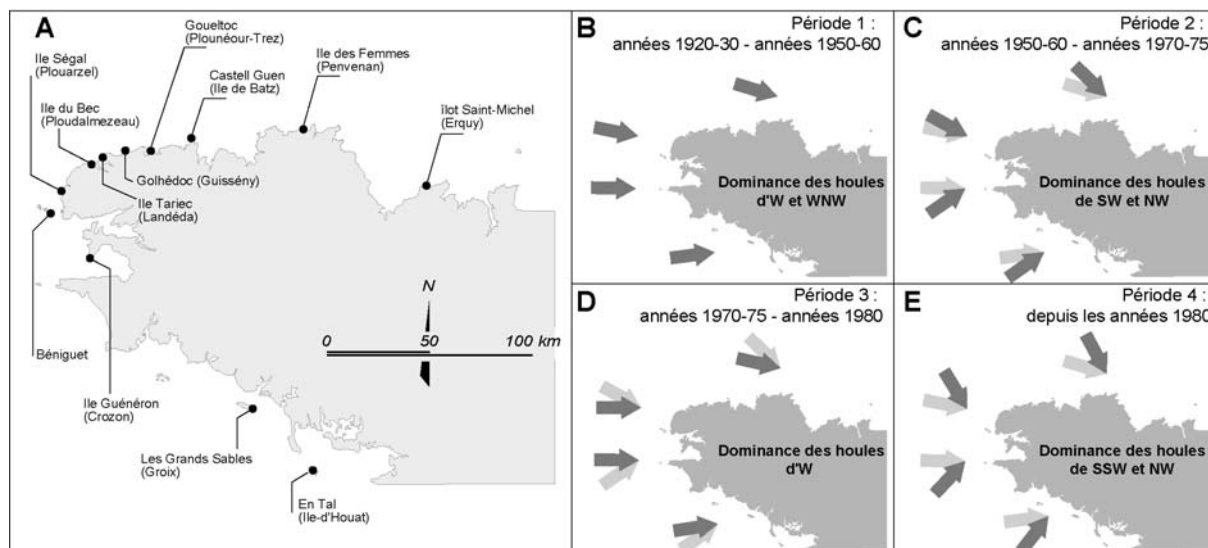


Figure 170 : A. Localisation des queues de comètes utilisées comme indicateurs des changements d'orientation des vagues incidentes. B,C,D,E. Evolution de l'orientation des vagues (modifié de Hénaff, 2008).

Malgré la très grande mobilité de la résultante des houles en différents points du rivage, des tendances communes ont pu être mises en évidence. Ainsi, il est possible d'isoler une première phase, débutant vers les années 1920-1930, au cours de laquelle prédominent les houles d'ouest et de nord-ouest. A partir des années 1950, une phase de dominance de houles de sud-ouest et de nord-ouest lui succède, suivie d'une phase de dominance des houles d'ouest à partir des années 1970-75. Enfin, à partir des années 1980, une période de dominance de houles de sud-sud-ouest et de nord-ouest est mise en évidence.

2-2-3-2- Les changements dans la hauteur des houles

Concernant les hauteurs des houles, les seules données disponibles à l'échelle régionale sont issues de la base de données ANEMOC, que nous avons présentée dans le chapitre précédent. A l'heure actuelle, cet atlas numérique n'a jamais été exploité à une échelle régionale pour déterminer l'évolution des conditions de houles. Toutefois, les données que nous avons pu obtenir à proximité du Sillon de Talbert ainsi que sur le secteur de Bétahon, nous permettent de proposer une analyse des changements dans les hauteurs de vagues à l'échelle locale. Ces données couvrent toutefois une très courte période (28 ans sur le Sillon de Talbert et 23 ans sur Bétahon) sur laquelle il est difficile de mettre en évidence des tendances nettes au renforcement ou à l'affaiblissement des conditions de houle.

Sur le Sillon de Talbert, une grande variabilité interannuelle des conditions de houle forte est mise en évidence sur la figure 171. D'une manière générale, la période 1979-2007 se caractérise par renforcement des conditions d'agitation marine. Une augmentation importante de la fréquence des houles fortes est notamment observée à partir de 2002 et correspond aux données obtenues à partir du modèle du SHOM.

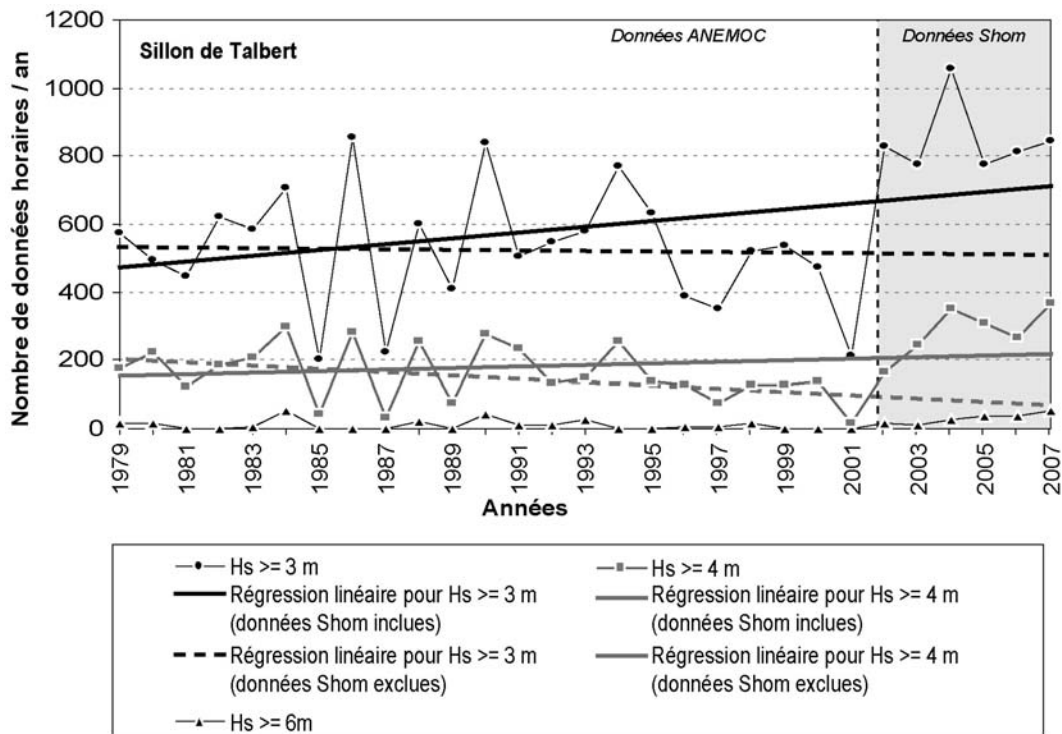


Figure 171 : Fréquence des houles de hauteur (Hs) supérieure ou égale à 3 m, 4 m et 6 m sur le Sillon de Talbert.

Il convient donc de se demander si cette tendance n'est pas liée à la simple utilisation de ce modèle pour la période 2002-2007. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, ce modèle tend à surestimer légèrement les hauteurs de houle par rapport au modèle ANEMOC (figure 133) ce qui pourrait expliquer l'augmentation de la fréquence des houles fortes au cours des dernières années. Ainsi, lorsque les régressions sont dressées uniquement à partir des données ANEMOC, une tendance inverse, montrant un affaiblissement des conditions de houle, est obtenue.

En définitive, il est relativement difficile de mettre en évidence une tendance claire au renforcement ou à l'affaiblissement des conditions de houle sur le Sillon de Talbert en raison de la forte variabilité interannuelle des données, des problèmes liés à l'utilisation de deux modèles d'estimation et de la faible période couverte par l'analyse (inférieure à 30 ans).

Sur le secteur de Bétahon, seules les données ANEMOC ont été utilisées et couvrent la période 1979-2002, caractérisée par une grande variabilité interannuelle de la fréquence des fortes houles (figure 172). Les tendances dressées révèlent une relative stabilité de la fréquence des houles de hauteur supérieure ou égale à 3 m, et une légère diminution de celle d'une hauteur supérieure ou égale à 4 m. Compte tenu de la faible période couverte par l'analyse, il est, là encore, difficile de considérer ces tendances comme véritablement significatives.

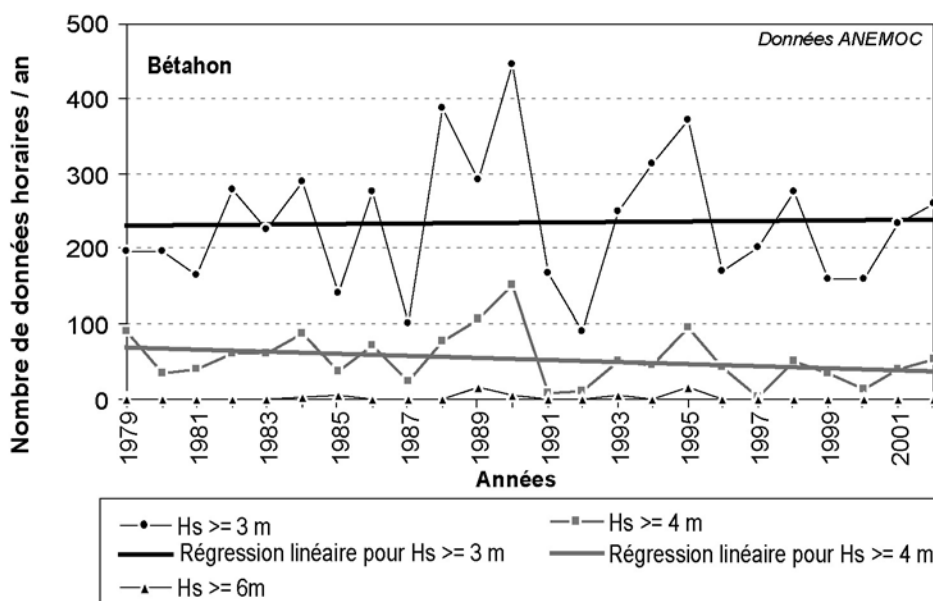


Figure 172 : Fréquence des houles de hauteur supérieure ou égale à 3 m, 4 m et 6 m sur le secteur de Bétahon.

2-2-4- Synthèse

En définitive, il convient d'insister sur l'extrême difficulté de mettre en évidence une quelconque évolution des conditions tempétueuses en Bretagne au cours des dernières décennies. La diversité des données disponibles, des traitements nécessaires à leur analyse et les erreurs éventuelles qu'elles comportent imposent de faire preuve d'une grande prudence dans les interprétations.

S'il est vrai, comme l'a montré Hénaff (2004), que la fréquence des vents violents tend à augmenter de 1980 à 1996, rien n'indique, comme le précise par ailleurs l'auteur, que cette tendance témoigne d'un renforcement des conditions tempétueuses. Peut-être reflète-t-elle simplement un changement dans la circulation générale des vents, modifiant alors le degré d'exposition des différentes façades littorales de Bretagne aux agents morphogènes.

Par ailleurs, si Pirazzoli (2000) observe une réduction des surcotes à Brest et une baisse du nombre de dépressions atmosphériques sur Ouessant et Belle-île, qu'en est-il sur les autres stations marégraphiques et météorologiques de Bretagne ? Y observe-t-on une tendance similaire ? Ces questions amènent à s'interroger sur la représentativité des données locales et sur la manière dont les résultats peuvent être généralisés à une échelle régionale. En outre, on peut également se demander dans quelle mesure la diminution des surcotes peut conduire à une réduction du nombre de submersions marines, étant entendu que ces phénomènes doivent nécessairement coïncider avec une pleine mer pour entraîner le franchissement des cordons par les vagues.

Enfin, le renforcement ou l'affaiblissement des houles est également difficile à mettre en évidence. Les données disponibles ne couvrent, au mieux, qu'une période inférieure à 30 ans. Sur cet intervalle de temps, les résultats présentent une trop grande variabilité interannuelle pour permettre de dégager une véritable tendance.

Compte tenu de toutes ces difficultés, il nous semble impossible de démontrer clairement une tendance à l'augmentation du nombre de tempêtes sur la période récente en Bretagne et, par là même, de déterminer le rôle des modifications météo-marines dans le recul des flèches de galets.

Néanmoins, dans le chapitre précédent, nous avons retracé la chronologie des submersions marines sur un grand nombre de nos secteurs d'étude. Il convient donc de s'interroger sur une éventuelle augmentation de la fréquence de ces épisodes morphogènes, pouvant expliquer l'érosion généralisée des formes d'accumulation.

2-3- Vers une augmentation des submersions marines ?

2-3-1- Evolution de la fréquence des submersions marines au Sillon de Talbert entre 1979 et 2006

Le nombre annuel de submersions marines survenues entre 1979 et 2006 sur le Sillon de Talbert a été recensé tout d'abord au niveau des 110 transects ayant servi à quantifier le recul du cordon, avant d'être moyenné à l'ensemble de la flèche. La figure 173 montre qu'il existe une forte variabilité interannuelle dans le nombre d'épisodes de submersion marine. La régression linéaire laisse même envisager une légère tendance à la baisse du nombre de submersions marines. En réalité, la tendance obtenue par régression linéaire est influencée par les trois derniers points de la courbe, correspondant à la période 2003-2006. Bien que cette période corresponde à une phase de renforcement des conditions de houle (figure 171) sur le Sillon de Talbert, elle est marquée par un nombre réduit d'épisodes de submersion marine. Nous verrons, dans la troisième partie de notre travail, que très peu de tempêtes ont coïncidé avec une pleine mer de vive-eau durant cette période.

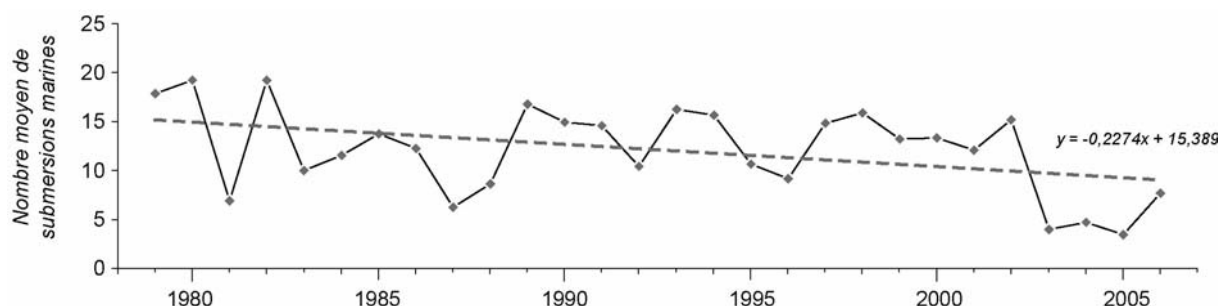


Figure 173 : Evolution du nombre moyen annuel de submersions marines enregistrées sur le Sillon de Talbert, entre 1979 et 2006.

Dans ce contexte de légère diminution de la fréquence des épisodes morphogènes, le recul continu et rapide du Sillon de Talbert ne se comprend qu'à travers une diminution des apports sédimentaires, lesquels sont désormais insuffisants pour assurer la stabilité de la crête quelle que soit l'intensité des submersions marines.

2-3-2- Evolution de la fréquence des épisodes de hauts niveaux marins propices à l'érosion du front de végétation sur les flèches de la rade de Brest entre 1955 et 2006

Une analyse similaire à celle menée sur le Sillon de Talbert a été réalisée en rade de Brest sur les flèches de type SAB, dont la mobilité est influencée par les épisodes météo-marins. Comme nous l'avons vu précédemment, ces flèches font face aux vagues incidentes. Leur érosion se manifeste principalement par un recul du front de végétation sommitale sous l'effet des vagues. Aussi avons-nous recensé, entre 1955 et 2006, le nombre annuel d'épisodes de hauts niveaux d'eau (N.M._{extr.})

ayant atteint ou dépassé l'altitude du front de végétation ($F_{\text{veget.}}$) sur chacun de ces cordons (figure 174). Ce comptage a été réalisé à partir des données présentées dans les figures 139, 140 et 141.

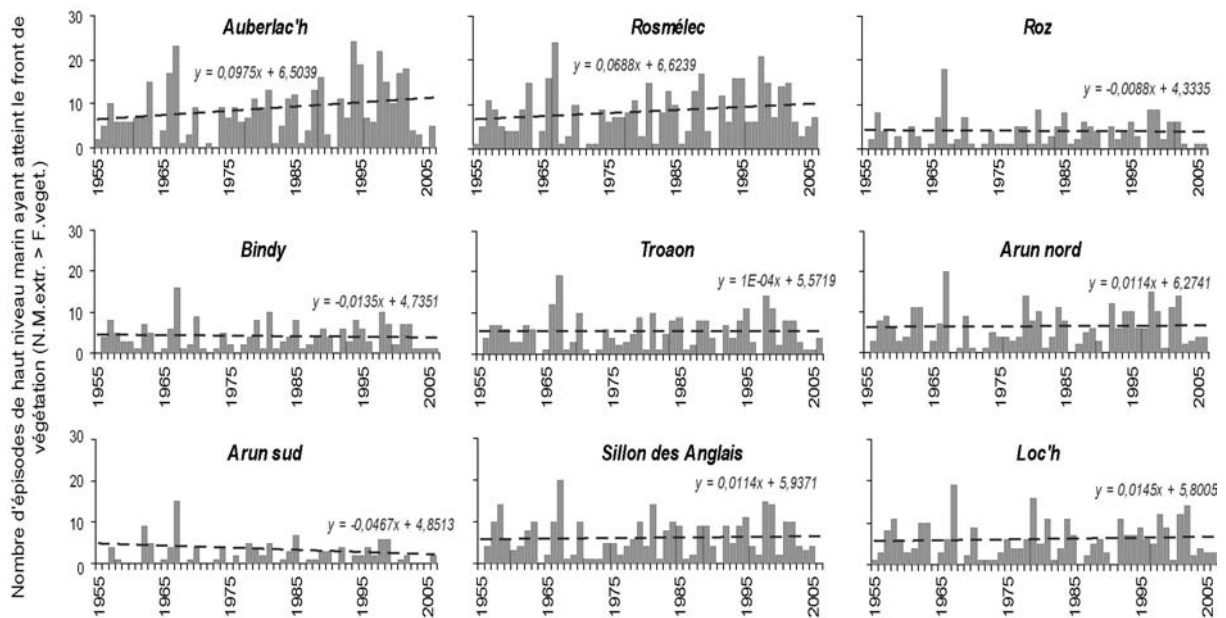


Figure 174 : Evolution du nombre d'épisodes de haut niveau marin ayant atteint le front de végétation sur les flèches de type SAB en rade de Brest, entre 1955 et 2006.

Là encore, il est bien difficile de dégager une tendance nette à l'augmentation du nombre d'épisodes propices à l'attaque du front de végétation par les vagues sur l'ensemble des flèches étudiées entre 1955 et 2006. Une forte variabilité interannuelle rend délicate l'interprétation des tendances obtenues par régression linéaire. Ces dernières montrent, le plus souvent, une certaine stabilité de la fréquence des épisodes morphogènes au cours des cinquante dernières années.

Seules, les flèches de l'Auberlac'h et de Rosmélec montrent une légère augmentation du nombre d'épisodes morphogènes au cours de cette période. Cette tendance est probablement liée à un effet de site. En effet, ces deux flèches sont exposées à des fetchs de sud-ouest. Les vents forts provenant de cette direction ont certainement favorisé la génération de hauts niveaux marins à la côte sur ces deux cordons, par le biais d'une plus forte agitation marine et des phénomènes de *wave setup* et de *runup* plus importants. Pourtant, les vents forts de sud-ouest n'ont cessé de diminuer en fréquence et en durée au cours des dernières décennies (Pirazzoli, 2000). Aussi, l'accroissement du nombre de submersion ne s'explique que par une série de conjonctions associant pleines mers de vive-eau et conditions de vents favorables à la génération de niveaux d'eau extrêmes à la côte. Une fois encore, cela démontre le caractère extrêmement aléatoire des submersions marines qui nécessite que soit réuni un ensemble de facteurs météo-marins permettant le franchissement des flèches par les vagues de tempête.

2-4- Conclusion partielle

La synthèse des travaux réalisés à l'échelle régionale sur l'évolution des conditions météo-marines montre qu'il est difficile de déceler une tendance à l'affaiblissement ou au renforcement des agents responsables du recul des flèches de galets. Suivant les types de traitement effectués sur les données de vents, de marée (surcote) et de houle, des résultats opposés sont souvent obtenus. De plus, la forte variabilité à court terme rend difficile la mise en évidence de tendance à plus long terme.

Quand bien même une tendance au renforcement des agents météo-marins serait observée, celle-ci devrait toutefois se distinguer des épisodes extrêmes dont l'impact sur la morphologie des cordons est bien plus important. En effet, un grand nombre de flèches de galets recule par à-coup et les épisodes les plus morphogènes nécessitent la conjonction d'une pleine mer de vive-eau et d'une forte agitation marine. Ce type d'événement présente, de ce fait, un caractère extrêmement aléatoire et non linéaire.

Par conséquent, il est également difficile d'impliquer une quelconque modification des conditions météo-marines dans le recul des édifices sédimentaires étudiés dans le cadre de ce travail. Les causes de ce recul doivent être recherchées ailleurs. Le rôle joué par les variations des apports sédimentaires dans la mobilité des flèches de galets de Bretagne sera donc examiné dans le point suivant.

3- Alimentation contemporaine des flèches de galets : épuisement des sources d'approvisionnement sédimentaire ?

L'érosion généralisée des flèches de galets à l'échelle de la Bretagne au cours des deux derniers siècles amène à s'interroger sur une éventuelle diminution des apports délivrés par les falaises. Si les côtes de Normandie, de Picardie ou du nord de la France ont déjà fait l'objet d'une quantification précise des volumes sédimentaires apportés par le recul des falaises (Briquet, 1930 ; Dolique, 1991 ; Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2002 ; Hénaff *et al.*, 2002 ; Lahousse et Pierre, 2002 ; Pierre, 2005, 2007), aucun équivalent n'existe pour les côtes de Bretagne, probablement en raison du caractère très localisé de l'érosion des versants littoraux, exploitant essentiellement les formations meubles quaternaires disséminées sur la frange littorale. Seule, V. Morel (1997) s'est proposé d'analyser l'évolution des éboulements et glissements de falaises sur quelques petites portions des rivages de Bretagne (rade de Perros-Guirec, baie de Saint-Brieuc, partie sud-orientale de la rade de Brest), dans le but d'évaluer leur contribution au bilan sédimentaire côtier. Les résultats indiquent que, malgré une érosion localement significative des éboulements, les apports de matériel grossier (> 20 mm) sont très faibles en raison de la composition granulométrique des falaises, essentiellement taillées dans des sédiments fins. Toutefois, la démarche adoptée dans l'étude de Morel (1997) reste essentiellement qualitative. De plus, les résultats sont très fragmentaires et peuvent difficilement être généralisés à l'ensemble du littoral de Bretagne.

Dans ce point, nous tenterons donc de quantifier localement les volumes de sédiments délivrés par le recul des falaises situées à proximité des flèches de galets afin d'évaluer ensuite leur contribution à l'alimentation contemporaine des formes d'accumulation. La question d'un éventuel épuisement des sources d'approvisionnement sédimentaire sera enfin examinée.

3-1- Tentative de quantification des apports par les falaises meubles

La quantification des apports sédimentaires délivrés par les falaises suppose tout d'abord de pouvoir retracer leur vitesse de recul dans le temps (Mason et Hansom, 1988 ; Bray, 1995 ; Costa, 1997 ; Costa *et al.*, 2002 ; Albinet, 2001 ; Moore et Griggs, 2002). Cette contrainte a limité le nombre de sites pouvant faire l'objet d'une telle analyse. Très souvent, les secteurs d'alimentation des flèches de galets de Bretagne connaissent un recul trop faible pour être mesuré précisément par le biais de photographies aériennes ou même de cartes anciennes. En outre, il est fréquent que le couvert végétal masque une partie ou l'ensemble du versant littoral sur les clichés aériens (figure 175). Il est alors impossible de déterminer la position de la falaise. Enfin, un grand nombre de versants sont exposés au nord et leur ombre portée sur l'estran rend difficile la distinction entre le sommet, la base de la falaise et le platier rocheux, quelle que soit l'heure des prises de vue aériennes.

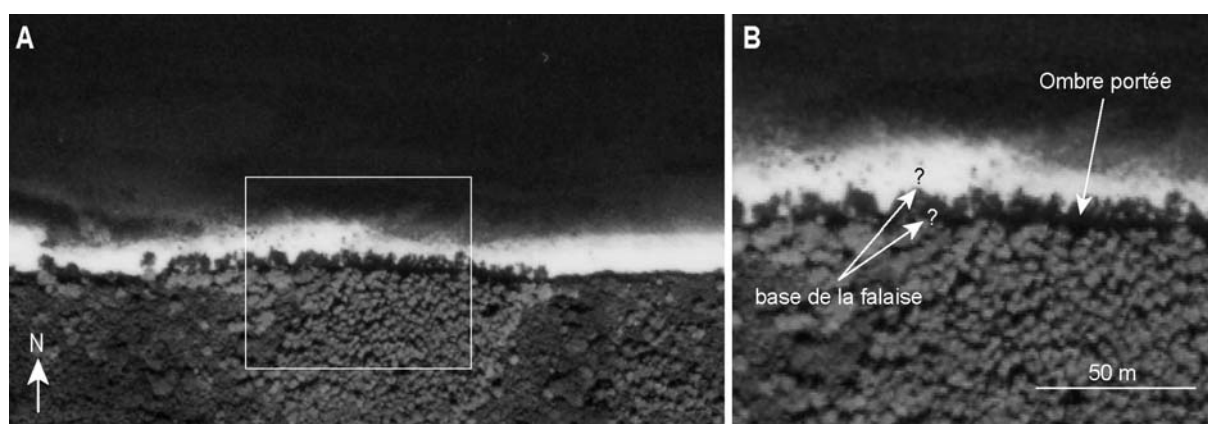


Figure 175 : A. Portion de falaise exposée au nord située entre le Loc'h de Landevennec et le Sillon des Anglais. B. Zoom illustrant la difficulté de distinguer précisément le sommet et la base du versant en raison du masquage par la végétation arborée et par son ombre portée.

Seuls les sites de Bretagne sud réunissaient toutes les conditions permettant d'un point de vue méthodologique de retracer avec une certaine précision le retrait des falaises au cours des cinquante dernières années. En rade de Brest et sur nos secteurs d'étude les plus septentrionaux, en revanche, cette mesure n'a pu être effectuée à proximité des flèches de galets. Cette tentative de quantification a tout de même été étendue à une portion littorale en rade de Brest sur laquelle se présentent des falaises à recul rapide, et cela bien qu'elle ne contribue pas à l'alimentation sédimentaire des formes d'accumulation qui nous intéressent. Les résultats obtenus sur ce secteur seront extrapolés aux autres sites de la rade de Brest, avec toute la prudence qui s'impose dans ce cas.

3-1-1- Analyse du recul des falaises par photo-interprétation

3-1-1-1- Rappel méthodologique

Les vitesses de recul des falaises ont été déterminées par le traitement numérique de photographies aériennes. La procédure est similaire à celle employée pour retracer l'évolution des flèches de galets et nous l'avons longuement développée dans le premier chapitre de cette partie. La ligne de référence utilisée est le sommet de l'abrupt et correspond à la limite de végétation facilement identifiable sur les clichés aériens. Dans la mesure où ces falaises évoluent principalement par éboulements, dont les produits sont rapidement dégagés par les vagues, cette limite a été préférée au

ped de falaise, plus difficile à identifier sur les photographies. Les marges d'erreur n'excèdent généralement pas 1,25 m, même si elles peuvent atteindre 2 m dans les secteurs où les falaises sont les plus hautes. Les vitesses de recul ont été mesurées le long de transects perpendiculaires aux abrupts.

3-1-1-2- Evolution des falaises de Cromenach et des secteurs adjacents

L'évolution des falaises meubles de Cromenach, ainsi que celle les portions littorales qui les séparent de la flèche de Bétahon, ont été quantifiées de 1820 à 2000.

Dans le chapitre précédent, nous avons noté une avancée significative du front de végétation sur la flèche de Bétahon, liée au développement d'une dune bordière s'accolant au massif dunaire préexistant. Cette tendance à l'engraissement s'oppose à l'érosion observée dans toute la partie ouest de l'anse (figure 176). Là, les falaises de Cromenach, taillées dans un matériel particulièrement meuble, reculent sur une distance atteignant 40 m par endroits entre 1952 et 2000.

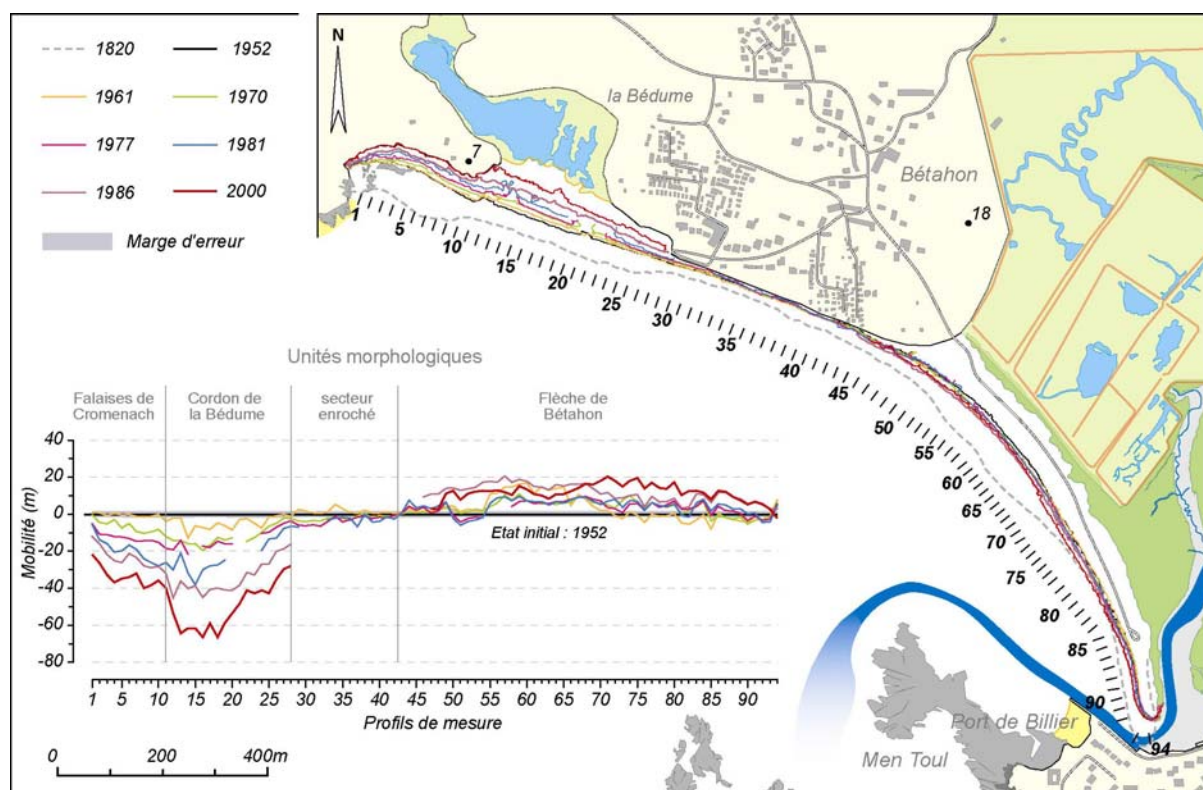


Figure 176 : Evolution des différentes unités morphologiques qui composent l'Anse de Bétahon entre 1820 et 2000.

La position avancée du trait de côte de 1820 indique que cette érosion traduit une tendance à plus long terme au recul. Les parcelles agricoles bordant la falaise voient leur superficie se réduire progressivement à mesure que progresse le front d'érosion. La présence d'une habitation construite au cours des années 1950 en bordure du versant incita la municipalité à entreprendre des travaux de protection dont avons parlé précédemment. Dans les années 1970, un enrochement est apposé à la falaise dans la partie est de ce secteur mais, malgré tout, le recul se poursuit. L'habitation, n'étant plus située qu'à quelques mètres de la falaise, est finalement détruite au début des années 2000 et n'en restent plus aujourd'hui que les fondations.

Immédiatement en aval dérive de cette cellule d'alimentation, le cordon sableux de la Bédume est également soumis à un recul dépassant 60 m par endroits au cours des cinquante dernières années. La régularité du recul suppose de fréquentes submersions par les vagues de tempête. Ce phénomène est certainement facilité par la faible altitude de cet édifice sédimentaire, uniquement coiffé par un étroit cordon dunaire, et donne naissance à des lobes de débordements qui prennent la forme de vastes épandages sableux sur le revers de l'accumulation (figure 177).



Figure 177 : Localisation des lobes de débordement et dégradation du cordon sableux de la Bédume (anse de Bétahon) liée aux fréquentes submersions marines, entre 1952 et 2000.

Le seul secteur qui présente une relative stabilité au cours de notre période d'observation est compris entre les points de mesure P27 et P43 (figure 176). Jusqu'à la fin des années 1970, cette portion de côte se présente sous la forme d'une falaise de faible commandement qui ne semble pas être affectée par des phénomènes d'érosion significatifs, comme l'indique la comparaison de la photographie aérienne de 1952 avec la carte marine de Beautemps-Beaupré. Il est donc probable que l'anthropisation croissante de ce secteur durant les années 1970, ou encore l'intervention d'un épisode érosif socialement traumatisant, a encouragé la mise en place d'un enrochement le long de cette portion littorale, fixant dès lors la position du trait de côte.

3-1-1-3- Evolution des falaises de Dibenn

Actuellement, les falaises qui jouxtent la flèche de Dibenn s'étendent vers le sud sur un linéaire d'environ 280 m. Elles sont composées d'un matériel argilo-limoneux emballant une forte proportion de sables grossiers, de graviers et de galets. Leur hauteur est le plus souvent inférieure à 1 m, mais peut atteindre 1,6 m dans leur partie méridionale. En 1820, ces falaises présentaient une position plus avancée sur l'estran Le sémaphore construit au XVIII^e siècle, appelé la Tour aux Anglais, était alors rattaché à la terre ferme (figure 178A). Après un recul important des falaises tout au long des XIX^e et XX^e siècles, ce sémaphore a fini par être déconnecté du continent.

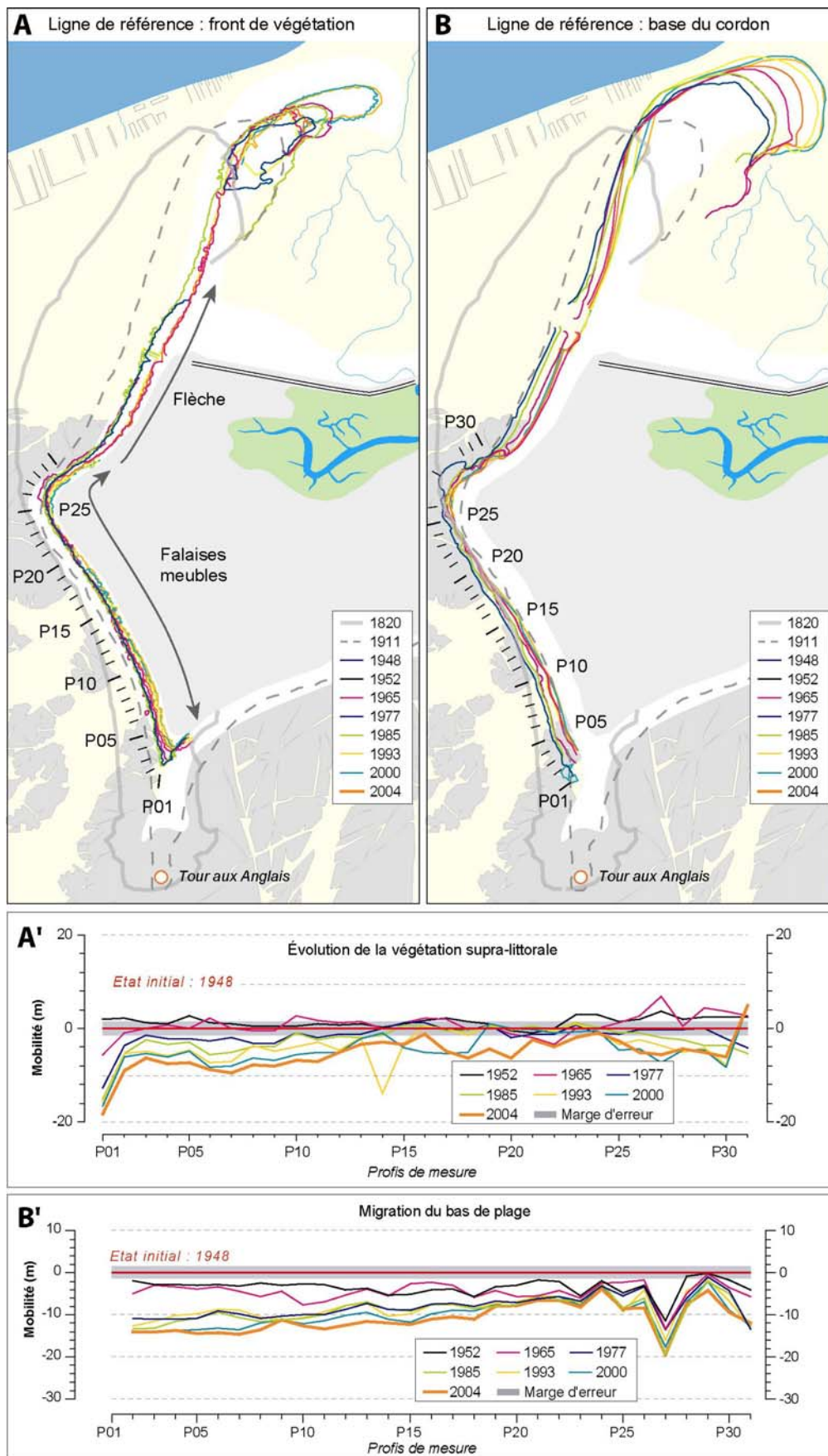


Figure 178 : Cinématique (A) et évolution (A') du front de végétation et du bas de plage (B et B') dans le secteur de Dibenn. A'. Cinématique du bas de plage entre 1820 et 2004.

A partir de 1848, le recul des falaises se poursuit à un rythme moyen estimé à 10 cm/an jusqu'en 2004. La partie sud des falaises est la plus affectée par l'érosion. Le recul atteint 20 m au niveau du profil P01. Ce retrait s'accompagne également d'un démaigrissement de la plage dont la base connaît un recul équivalent à celui de la falaise, soit une dizaine de mètres en moyenne entre 1948 et 2004.

3-1-1-4- Evolution des falaises du Caro

Les falaises du Caro sont situées dans le fond l'anse de Larmor en rade de Brest (figures 179A et B). Cette anse est encadrée au nord par la pointe du Caro et au sud par la jetée de Porz Meur (figure 179C).

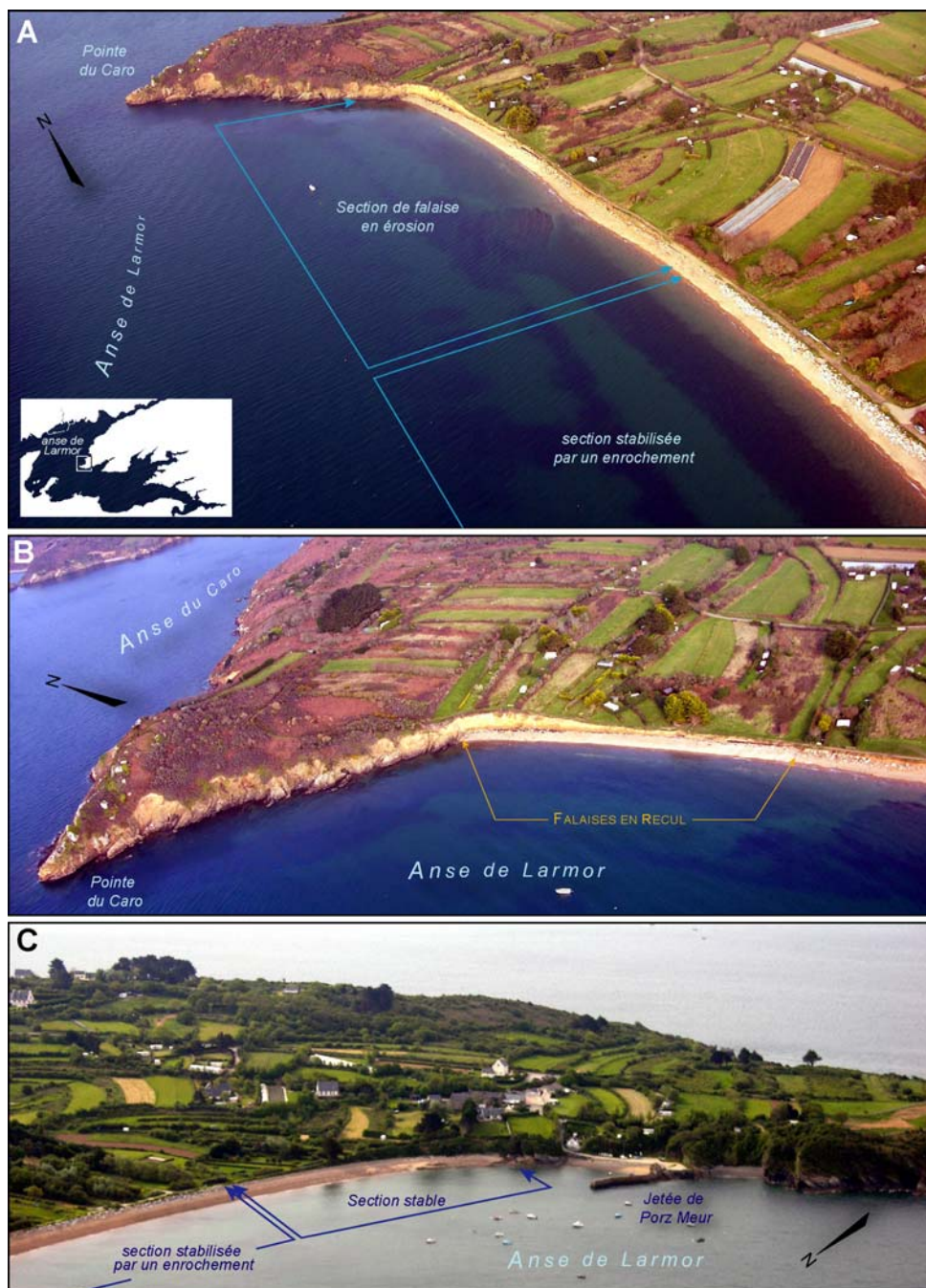


Figure 179 : A. et B. Vue aérienne de la partie nord de l'anse de Larmor et des falaises du Caro (rade de Brest). C. Vue aérienne de la partie sud de l'anse de Larmor. (clichés : Solen Le Berre, Louis Brigand, 12/05/05).

Ces falaises s'étendent sur un linéaire côtier d'environ 700 m et sont constituées d'un head hétérométrique dans la partie septentrionale de l'anse de Larmor et de roche cohérente dans la partie la plus méridionale. D'environ 1 m, leur hauteur s'accroît progressivement du centre vers les extrémités nord et sud de l'anse pour atteindre une dizaine de mètres.

Dans le nord de l'anse de Larmor, les falaises de head connaissent un recul progressif, atteignant 8 m en moyenne entre 1952 et 2000 (figure 180). Cette érosion est liée à la faible altitude du pied de falaise, fréquemment atteint par les vagues lors des épisodes de hauts niveaux d'eau. Les vitesses de recul sont plus faibles entre les profils P9 et P14 où les falaises bénéficient de la protection d'un saillant rocheux amortissant probablement l'énergie des vagues à la côte.

Dans la partie médiane de l'anse de Larmor, un ouvrage en enrochement a été apposé aux falaises sur une longueur de 170 m dans les années 1990 afin de protéger une aire de stationnement automobile. Les falaises, qui connaissaient auparavant un faible recul, ont été stabilisées.

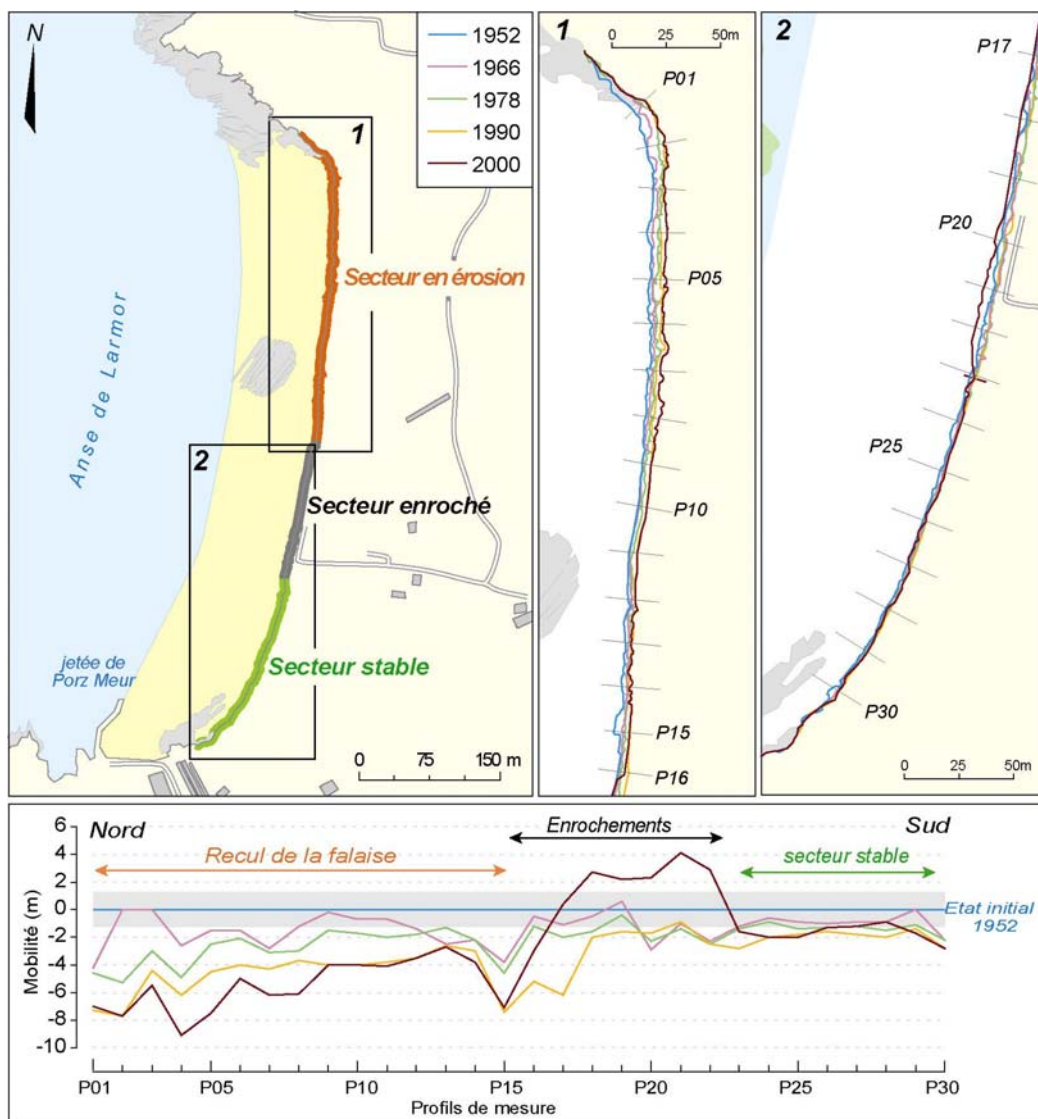


Figure 180 : Evolution du littoral de l'anse de Larmor entre 1952 et 2000.

Enfin, le sud de l'anse de Larmor est occupé par des falaises de roche dure protégées de l'action des vagues par une plage relativement large et par la présence d'un platier rocheux affleurant par endroit sous la couverture sédimentaire. Ce secteur connaît un léger recul estimé à environ 2 m au cours des cinquante dernières années, tout juste supérieur à la marge d'erreur inhérente à l'analyse des clichés aériens.

3-1-1-5- Données utilisées pour la quantification des volumes

Le tableau 12 donne les vitesses de recul moyennes, minimales et maximales ainsi que les marges d'erreurs associées, pour les trois portions de falaises étudiées. Les vitesses de recul les plus élevées sont mesurées dans l'anse de Bétahon où les falaises de Cromenach connaissent un recul moyen de $0,79 \pm 0,05$ m/an entre 1952 et 2000. Le recul est nettement plus lent dans les secteurs de Dibenn et du Caro et ne dépasse pas $0,12 \pm 0,05$ m/an. Ces valeurs moyennes ont été utilisées pour quantifier le volume sédimentaire apporté au rivage, bien qu'elles masquent tout de même de grandes disparités dans les vitesses de recul le long des abrupts, comme l'indiquent les valeurs minimales et maximales.

Sites	Période	Recul (m/an)			Erreur (m)
		moy.	min.	max.	
Caro	1952/2000	0,12	0,06	0,19	0,05
Didenn	1948/2004	0,10	0,02	0,33	0,04
Cromenach	1952/2000	0,79	0,46	1,34	0,05

Tableau 12 : Vitesses de recul des falaises du Caro, de Dibenn et de Cromenach obtenues par traitement numérique de photographies aériennes et marges d'erreurs associées.

3-1-2- Méthode de quantification des apports sédimentaires par le recul des falaises

Le volume de sédiments libéré lors du recul des versants littoraux Q_{brut} est généralement déterminé par la formule suivante, classiquement utilisée dans la littérature (Shuisky et Schwartz, 1983 ; Mason et Hansom, 1988 ; Bray, 1997 ; Albinet, 2001, Costa *et al.*, 2002) :

$$Q_{\text{brut}} = R.L.H$$

où R est la vitesse moyenne du recul (en m/an), L correspond à la longueur de la falaise et H est la hauteur moyenne du versant littoral (figure 181). De ce volume, il est toutefois nécessaire de soustraire la fraction fine, composée de particules argileuses et limoneuses (grain moyen inférieur à 0,063 mm). En effet, les sédiments les plus fins livrés par les falaises sont généralement exportés en suspension par les vagues et quittent la cellule hydrosédimentaire. Par conséquent, ils ne contribuent pas à l'alimentation des flèches. Il est alors nécessaire de déterminer le volume net, appelé Q_{net} , représentant la véritable contribution des falaises au bilan sédimentaire des accumulations littorales. Ce volume est calculé de cette façon :

$$Q_{\text{net}} = q_f (R.L.H)$$

où q_f est la teneur en éléments de taille supérieure à 0,063 mm pour une falaise f. Cela revient à retenir uniquement les sables, graviers et galets dans le calcul du volume.

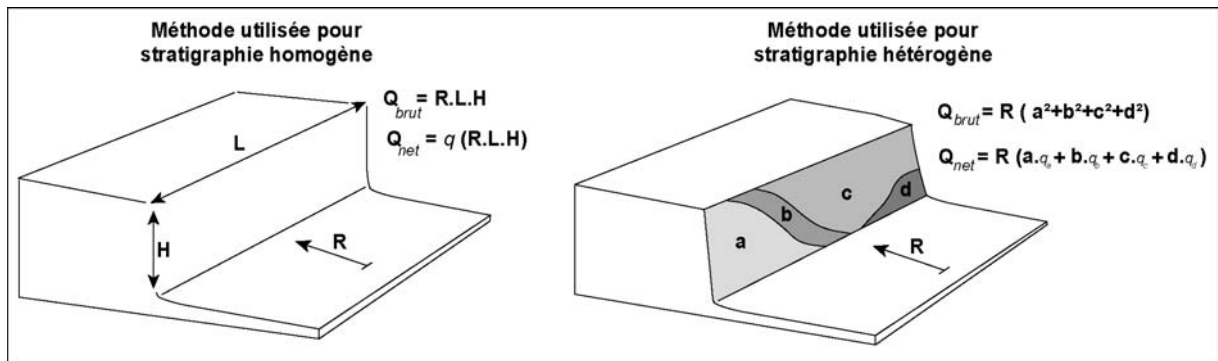


Figure 181 : Méthodes de quantification du volume livré par le recul des falaises à stratigraphie homogène et hétérogène.

Ce facteur q a été déterminé à Dibenn et à Bétahon à partir d'une série d'échantillons de sédiments et de roche altérée prélevés à différents niveaux le long des falaises (figures 182 et 183). Au Caro, nous avons utilisé les données granulométriques fournies par B. Hallégouët (1979b) dans son étude sur les heads périglaciaires de la rade de Brest. L'analyse granulométrique des échantillons prélevés sur le terrain a permis d'évaluer la part respective de chaque fraction dans le matériel total.

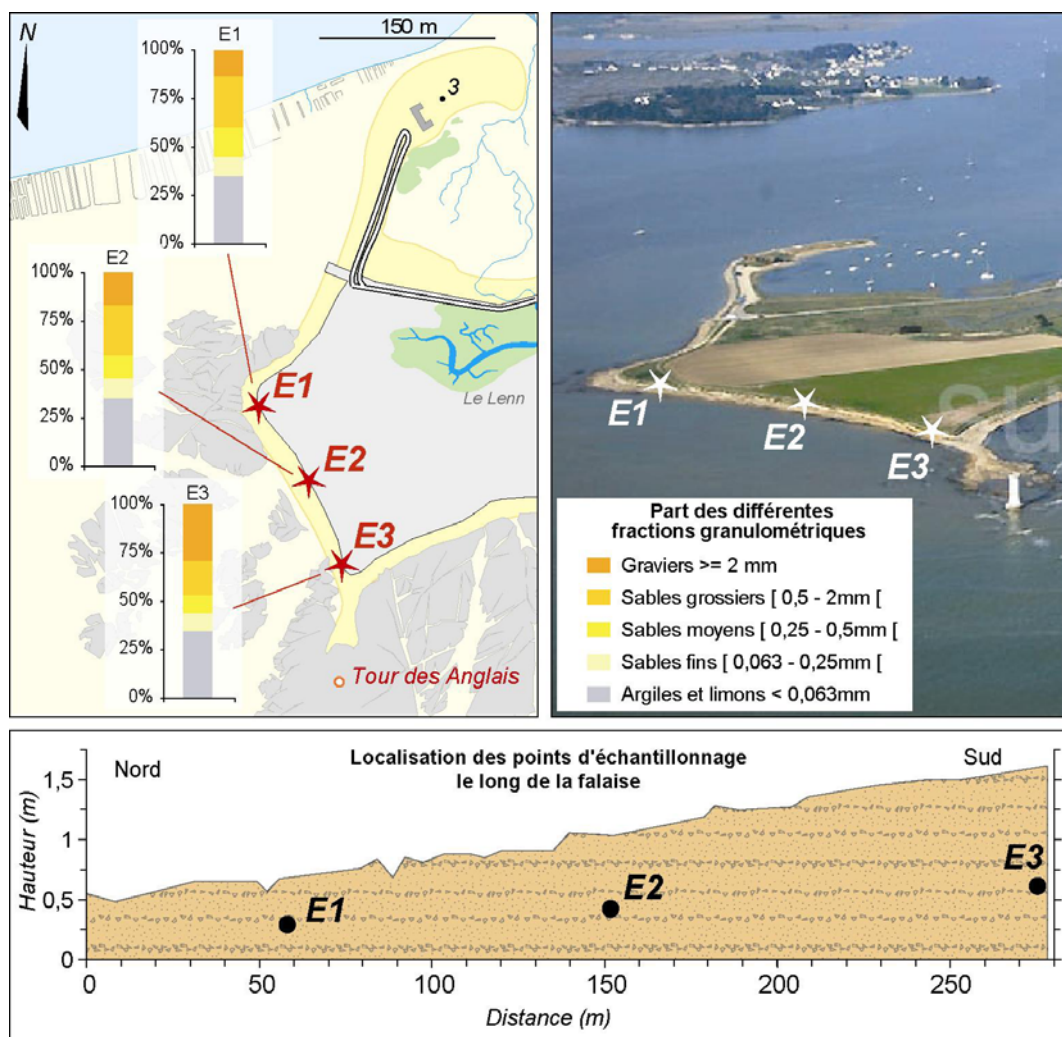


Figure 182 : Localisation des points d'échantillonnage le long de la falaise de Dibenn et part des différentes fractions granulométriques dans chaque échantillon.

A Dibenn, la teneur en sédiments fins (argiles et limons) est homogène le long de la falaise et représente environ 35 % du poids total des échantillons (figure 182). En rade de Brest, la part des sédiments fins dans les heads est relativement variable d'un endroit à un autre. Nous nous baserons donc sur les valeurs mesurées par Hallegouët (1979b), soit des teneurs en éléments fins (de taille inférieure à 0,1 mm) comprises entre 27 % et 40 %. Enfin, à Bétahon, la teneur en argiles et limons est très variable en fonction des séquences stratigraphiques qui composent la falaise. Pour tenir compte de ces différences, la stratigraphie des dépôts a été relevée le long de l'abrupt, et la surface verticale de chaque formation meuble a été déterminée (figure 183).

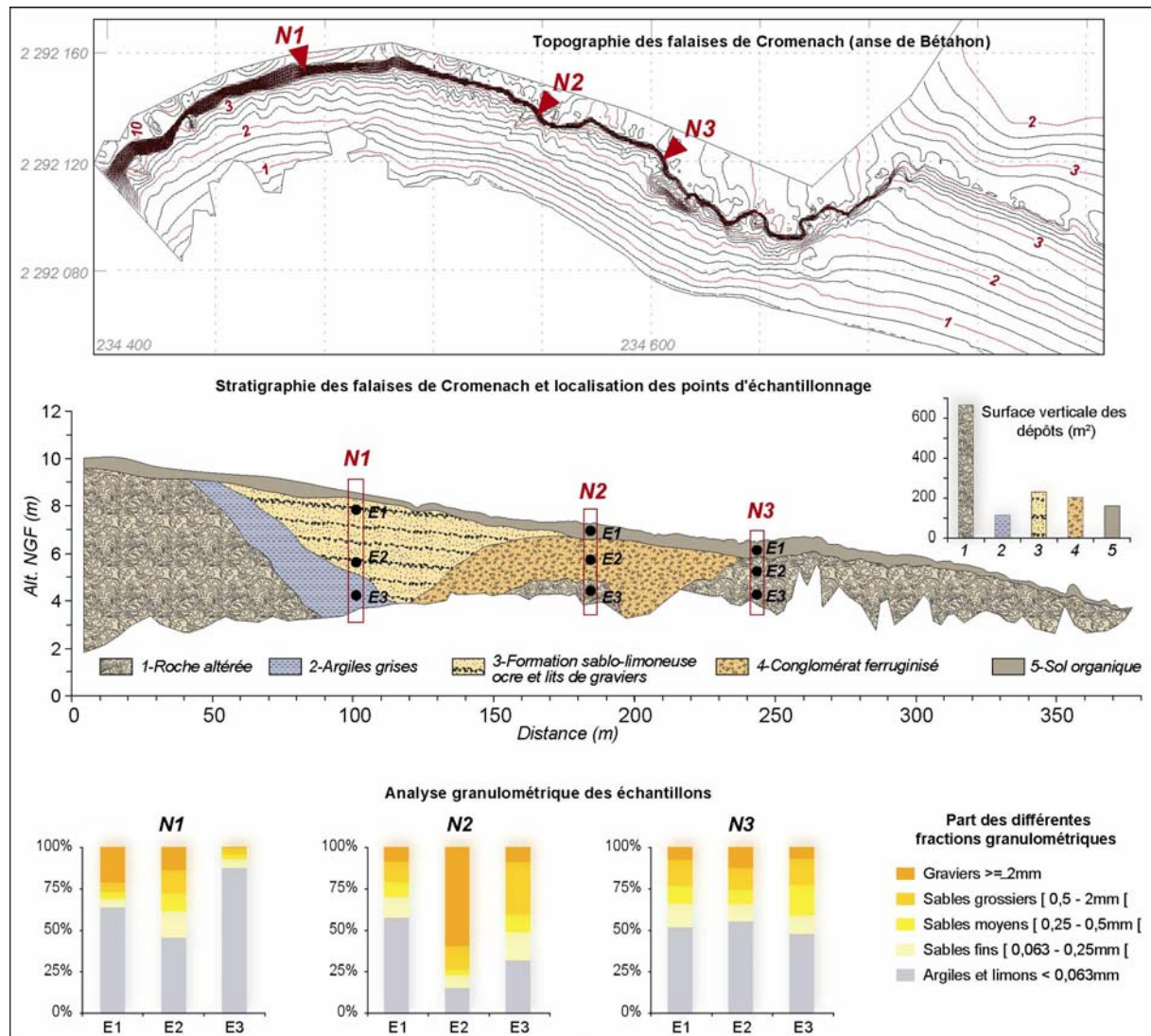


Figure 183 : Données topographiques, stratigraphiques et granulométriques utilisées pour quantifier les volumes sédimentaires livrés par les falaises de Cromenach.

L'apport total de l'abrupt Q_{brut} et l'apport de sables et galets uniquement Q_{net} ont été calculés de la façon suivante :

$$Q_{brut} = R (a^2 + b^2 + c^2 + d^2)$$

$$Q_{net} = (a \cdot q_a) + (b \cdot q_b) + (c \cdot q_c) + (d \cdot q_d)$$

où a^2 , b^2 , c^2 , et d^2 sont les surfaces verticales (en m^2) des différentes séquences stratigraphiques et q_a , q_b , q_c et q_d correspondent à la teneur en sédiments de taille supérieure ou égale à 0,063 mm pour les dépôts a, b, c et d respectivement (figure 183).

3-2- Le rôle de ces apports dans le bilan sédimentaire côtier et l'alimentation des flèches de galets

Le tableau 13 donne une estimation des volumes moyens de sédiments délivrés annuellement par le recul des falaises étudiées, ainsi que la part d'incertitude associée à l'analyse des photographies aériennes. Ces résultats mettent en évidence de grandes différences dans la quantité de sédiments fournis par l'érosion des falaises selon les secteurs. L'anse de Bétahon bénéficie d'apports abondants en sables et galets, estimés à $570 m^3/an$, liés au retrait rapide des versants littoraux dont le commandement atteint 8 m par endroits. En revanche, l'apport des falaises est relativement faible dans les secteurs Dibenn et du Caro, estimé respectivement à 20 et $48 m^3/an$, ce qui s'explique à la fois par des vitesses de recul plus modérées et par la hauteur réduite des falaises, qui, à Dibenn, n'excède pas 1,6 m.

Sites	Période	Qbrut (m^3/an)	Qnet (m^3/an)	Erreur (m^3/an)
Caro	1952/2000	72	48	22
Didenn	1948/2004	31	20	11
Cromenach	1952/2000	1072	570	75

Tableau 13 : Estimation des volumes moyens annuels de sédiments livrés par les falaises du Caro, de Dibenn et de Cromenach et marges d'erreurs associées.

Dans l'anse du Caro, l'érosion des falaises au nord a libéré un volume sédimentaire tout juste suffisant pour assurer la stabilité de la plage située au sud (figure 184). Entre 1952 et 2000, cet abrupt a pourtant fourni près de $2\,300 \pm 1\,050 m^3$ de sables et galets à la côte, soit un volume équivalent à certaines petites flèches en rade de Brest (Kerloziou, Arun nord). Ce constat nous amène à formuler deux remarques importantes concernant le budget sédimentaire des formes d'accumulation en rade de Brest. D'une part, des départs de matériel en direction de l'avant-côte ou vers une cellule hydrosédimentaire adjacente sont à envisager dans certains secteurs. Nous avons vu précédemment que les pertes de sédiments pouvaient aussi avoir une origine anthropique, associées à des prélèvements massifs de sable et de galets sur le rivage. L'absence d'engraissement au sud de l'anse du Caro laisse supposer un déplacement de matériel vers les petits fonds. En revanche, le départ de sédiments plus au sud semble plus hypothétique. La petite jetée de Porz Meur constitue probablement un obstacle au transit et ferme au sud la cellule hydrosédimentaire. Par ailleurs, des prélèvements sédimentaires ne sont également pas à exclure.

D'autre part, il est intéressant de noter qu'en moins de cinquante ans, les falaises de head du Caro ont pu fournir un volume sédimentaire équivalent à celui que représentent aujourd'hui certaines flèches de la rade. Par conséquent, même dans un environnement où l'hydrodynamisme est faible à

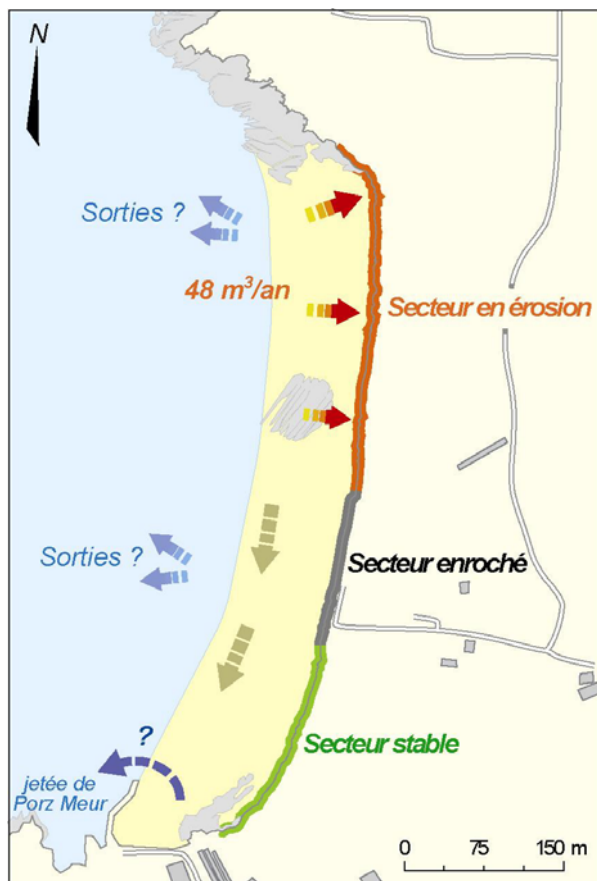


Figure 184 : Evolution récente du bilan sédimentaire de l'anse de Larmor.

modéré, les processus d'érosion et de transport sont suffisamment efficaces pour mobiliser un volume substantiel de sédiments en un temps réduit. La mise en place de petits édifices sédimentaires peut donc se produire sur un pas de temps relativement court, dès lors que certaines portions de côte offrent des potentialités en terme de fourniture sédimentaire et de dynamique de transport. Toutefois, il faut absolument se garder de généraliser à l'ensemble de la rade de Brest les vitesses de recul observées sur les falaises du Caro. Dans le cadre de ce travail, une observation minutieuse de toute la couverture aériennes de 1952 disponible en rade a été réalisée afin de sélectionner le site le plus approprié pour quantifier les apports sédimentaires en provenance des falaises. Nous pouvons affirmer avec certitude que cette portion de falaise est la seule à avoir connu un recul aussi rapide au cours des cinquante dernières années. Ailleurs, les apports sont extrêmement localisés et épisodiques.

Bien souvent, la couverture de head repose sur la roche cohérente qui oppose plus de résistance au recul. Là où ils se produisent, les glissements sont déblayés avec une extrême lenteur.

Dans l'anse de Bétahon, le recul rapide des falaises de Cromenach a livré un volume total de sédiments, estimé à $27\,000\text{ m}^3$ entre 1952 et 2000. Ces apports importants expliquent en grande partie l'engraissement de la flèche au cours de cette période. La figure 185 met en parallèle les volumes sédimentaires fournis par les falaises et les évolutions du cordon sableux de la Bédume et de la flèche de Bétahon au cours des cinquante dernières années.

Il apparaît ainsi que les apports liés au recul des falaises de Cromenach n'ont pas été réguliers dans le temps. La période 1977-1986 correspond à un pic de libération de sédiments à la côte, lié à une phase d'accélération du recul des abrupts. Ce matériel ne semble pas venir alimenter le cordon dunaire de la Bédume, situé immédiatement en aval-dérive, qui ne cesse de reculer durant cette période. En revanche, avec un léger retard correspondant au temps nécessaire pour le transit de ce matériel le long du rivage, les avant-dunes se mettent en place au sommet de la flèche de galets entre 1981 et 1986 et se traduisent par une avancée importante du front de végétation. Il y a donc une relation directe entre le recul des falaises et l'engraissement de la flèche. Cela explique donc pourquoi, à l'échelle de la Bretagne, cette flèche est la seule à connaître actuellement un engraissement significatif. Cet exemple illustre à quel point les apports sédimentaires jouent un rôle primordial dans la formation, la stabilisation et le maintien des flèches de galets de Bretagne. L'érosion actuelle de ces

formes d'accumulation sur les rivages bretons pose la question d'une pénurie sédimentaire à l'échelle régionale.

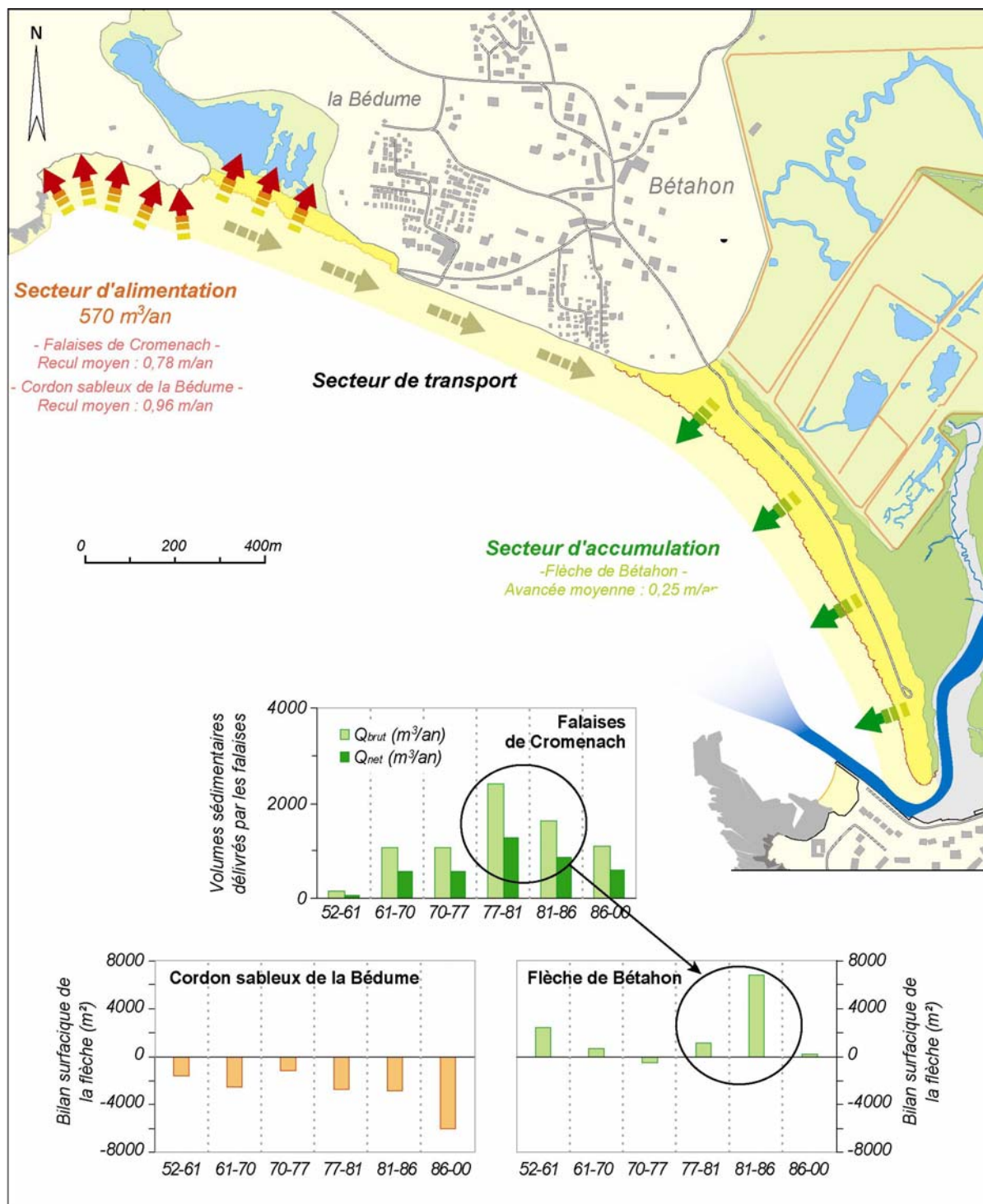


Figure 185 : Volume sédimentaire délivré par les falaises de Cromenach et évolution surfacique du cordon de la Bédume et de la flèche de Bétahon entre 1952 et 2000.

Sur le secteur de Dibenn, les volumes de matériel apportés au cours des cinq dernières décennies par les falaises nourricières sont très modestes (20 m³/an). En outre, un départ épisodique de sédiments vers la plage de Treutan, à l'est des falaises, n'est probablement pas à exclure (figure

186). La flèche de Dibenn est de type DAB. Elle se dispose de manière sub-parallèle aux vagues incidentes et sa position ne peut se maintenir que si les apports sédimentaires sont équivalents aux volumes déplacés le long du cordon. Or, l'évolution récente de la flèche par cannibalisation indique que ces apports ont été largement insuffisants pour contenter le potentiel de transport dont disposent les courants de dérive. Certes, la pose d'un enrochement dans la partie proximale de la flèche au cours des années 1970 a stoppé le recul, mais le départ de matériel vers la pointe s'est vraisemblablement poursuivi jusqu'à aujourd'hui, comme l'a montré la progradation régulière de la partie distale du cordon au cours des cinquante dernières années. Par ailleurs, il est également possible qu'une partie du matériel transporté ait été exportée vers le chenal de la rivière de Penerf sous l'action des courants de marée.

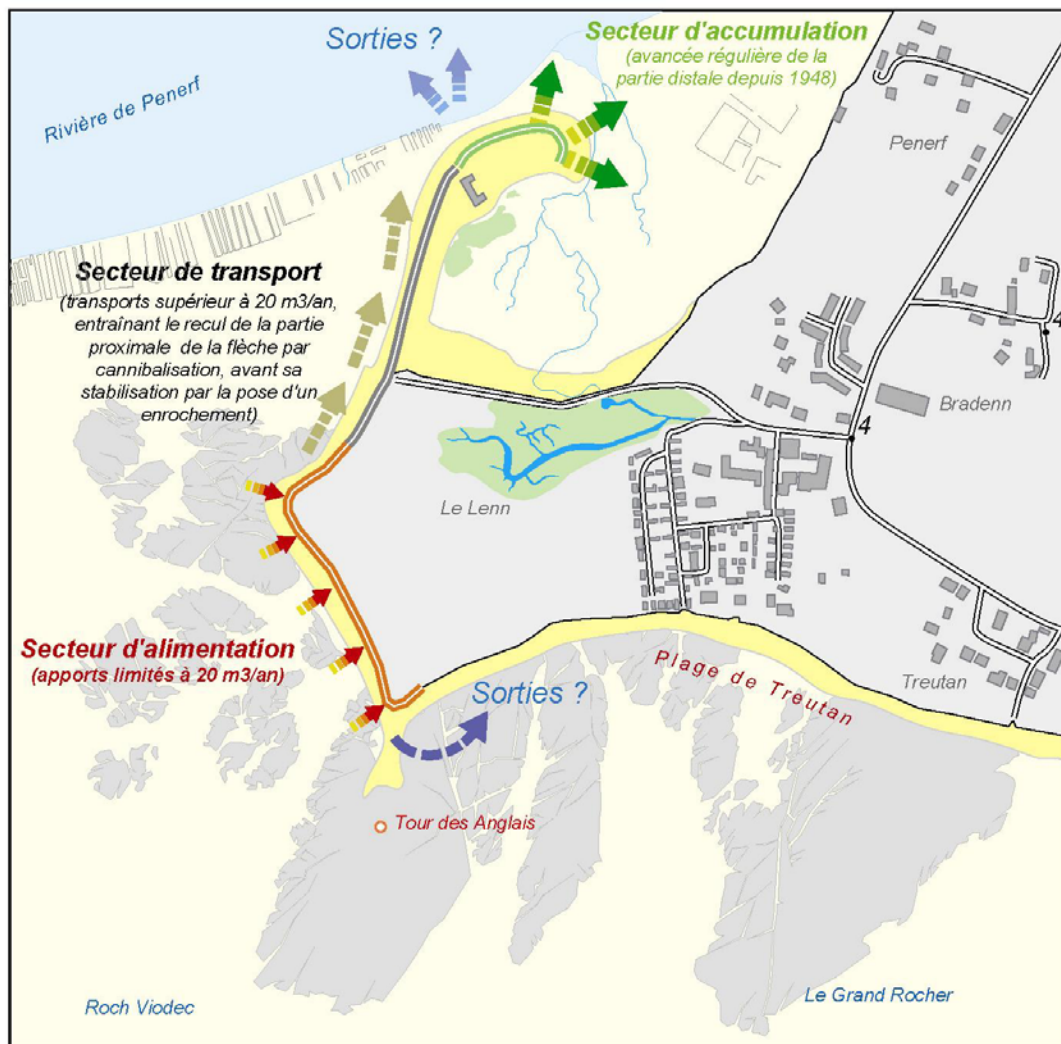


Figure 186 : Rôle des apports sédimentaires livrés par les falaises dans l'évolution récente de la flèche de Dibenn.

3-3- De l'abondance à la pénurie sédimentaire : discussion

Le constat actuel d'une érosion généralisée des rivages a été récemment mis en perspective avec l'évolution des stocks sédimentaires disponibles près des côtes au cours des 5 000 ou 6 000 dernières années par R. Paskoff (2004). Selon l'auteur, la fin de la transgression post-glaciaire se

caractérise par une période d'abondance sédimentaire. A partir de 18 000 ans BP, la remontée rapide du niveau marin jusqu'à une position proche de l'actuelle permet la mobilisation par la dynamique marine des formations détritiques mises en place durant la dernière glaciation sur la plate-forme continentale. La mer repousse devant elle les matériaux qu'elle rencontre et d'importantes accumulations de sable et galets se constituent à proximité du rivage. Dès lors que le niveau marin se stabilise, débute une période de restriction sédimentaire au cours de laquelle les seuls apports frais en matériaux se limitent aux produits de l'érosion des falaises et à ceux de l'ablation continentale livrés par les cours d'eau à la mer. Les formes d'accumulation connaissent alors un renversement de tendance dans leur évolution. Leur progradation cesse et elles entrent dans une phase généralisée d'érosion et de recul, toujours en cours à l'heure actuelle.

Cette approche originale de l'évolution des rivages au cours des derniers millénaires, à travers l'analyse des apports en matériaux, offre des éléments de compréhension sur l'état actuel du bilan sédimentaire des formes d'accumulation à l'échelle mondiale. Paskoff (2004) précise toutefois que le passage de l'abondance à la pénurie de sédiments n'est pas synchrone sur l'ensemble des rivages, mais dépend à la fois de la nature des formes d'accumulation et des caractéristiques locales et régionales des environnements côtiers. Ainsi, ce schéma évolutif peut être compliqué dans les régions drainées par des organismes hydrographiques importants dont les apports à la côte ont pu connaître des variations importantes, à la fois en volume et en nature, sous l'effet de fluctuations climatiques ou de l'évolution des modes d'occupation des sols affectant le détritisme au cours de l'Holocène (Jorda et Provansal, 1996).

La question mérite donc d'être examinée à l'échelle régionale, et, plus spécifiquement, à partir des flèches de galets de Bretagne.

3-3-1- Les flèches de galets : des formes sédimentaires reliques ?

Comme l'a révélé l'analyse pétrographique des galets réalisée par Morel (1997) sur une vingtaine de cordons de galets en Bretagne, la majeure partie des sédiments qui constituent actuellement ces accumulations ne provient pas du recul des falaises adjacentes, mais est issue du remaniement par la mer durant la transgression post-glaciaire d'une couverture de matériaux géoliffractés présente sur la plate-forme continentale. Giot (1962) a également attribué la présence de milliers de mètres cubes de matériel exogène (essentiellement du microgranite) dans les cordons fossiles et actuels de la baie d'Audierne à l'existence d'un gisement sous-marin à quelques kilomètres au large, soumis à la géoliffraction lors de la dernière glaciation, puis exploité par la dynamique marine lors d'une phase de bas niveau marin, et dont les produits de l'érosion ont été apportés progressivement au rivage lors de la transgression flamandienne. De la même façon, sur le Sillon de Talbert, il est difficile d'attribuer au seul recul des falaises la constitution d'un stock sédimentaire aussi volumineux. Dans ce secteur, la mer a remobilisé les anciennes nappes alluviales du Trieux et du Jaudy au cours de sa remontée. Une fois atteint une position proche de l'actuelle, la mer a ensuite exploité un ancien cordon d'âge éémien qui a livré un volume substantiel de matériaux. Ce n'est donc que très tardivement que les falaises sont devenues les principales pourvoyeuses en matériel grossier, délivrant toutefois une quantité de sédiments moins importante que les sources fossiles. En ce sens, Morel (1997) a pu parler de formes sédimentaires reliques pour caractériser la plupart des cordons de galets de Bretagne, constitués d'un matériel essentiellement hérité. Dans ce cas, la transition d'une situation d'abondance vers une situation de pénurie sédimentaire a débuté lorsque ces sources fossiles ont été pour l'essentiel épuisées.

3-3-2- Les falaises : une source sédimentaire épuisée ?

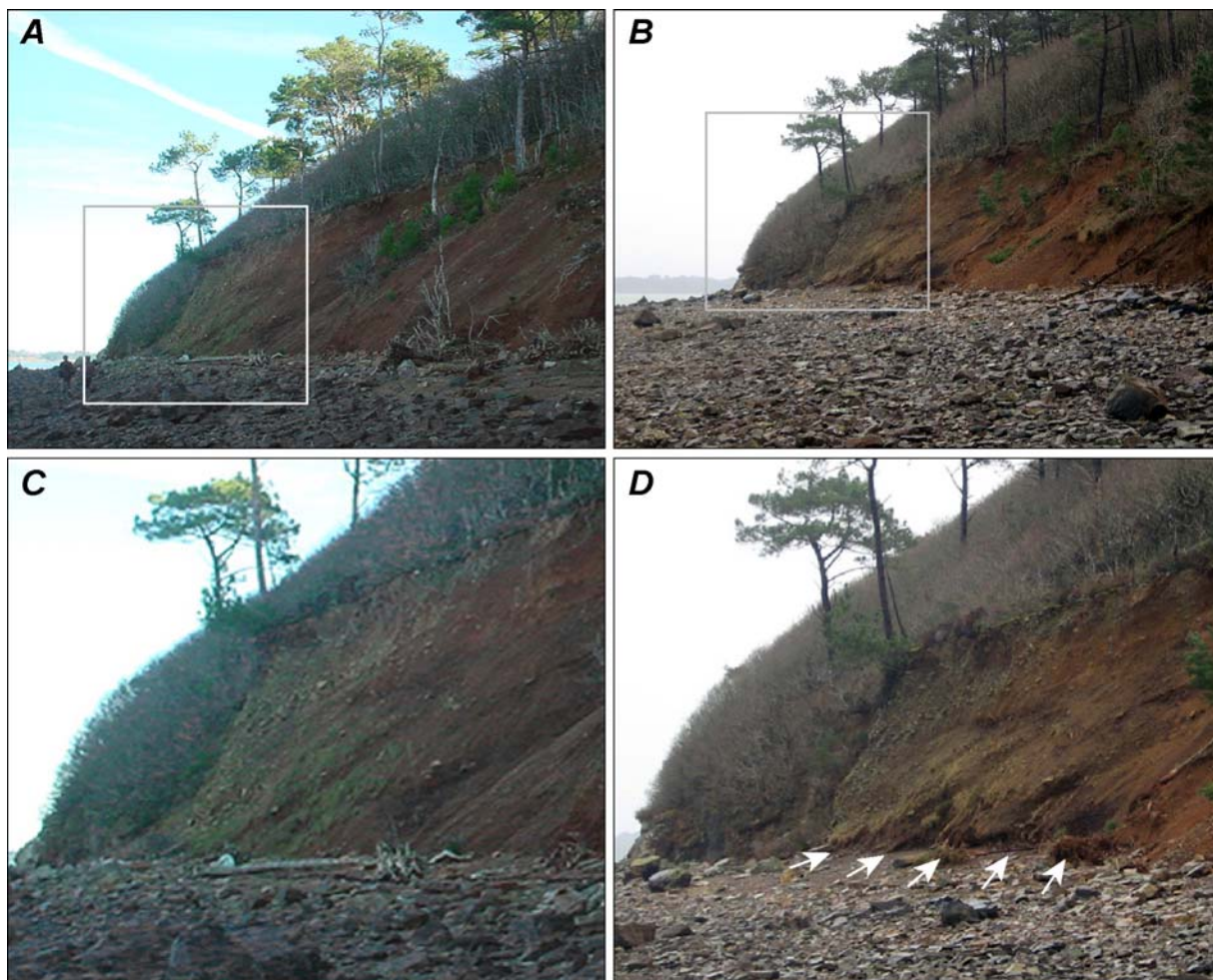
En rade de Brest, toutefois, il n'est pas interdit de penser que les falaises ont fourni l'essentiel des matériaux constituant les flèches de galets (Guilcher, 1949 ; Guicher *et al.*, 1957, 1990). Ces accumulations se sont mises en place à partir d'un volume sédimentaire assez faible dont on peut facilement concevoir qu'il ait été livré principalement par les nombreuses portions de côte taillées en falaises, sans qu'il soit nécessaire d'envisager des apports exogènes ou une alimentation à partir d'un stock fossile situé à proximité. L'étude menée dans l'anse du Caro a, par ailleurs, montré que, sous certaines conditions, les abrupts pouvaient fournir au rivage un volume de matériaux significatif en un temps réduit. Le passage à une pénurie sédimentaire ne peut donc se comprendre qu'à travers une réduction progressive des apports livrés par les falaises. Cette tendance semble s'observer à l'échelle mondiale et plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la réduction contemporaine des apports de matériel grossier à la côte.

L'une d'elle, évoquée par Carter *et al.* (1987a, 1987b), réside dans la mise en saillie progressive d'appointements rocheux le long du rivage à mesure que reculent les falaises sous l'action d'une érosion différentielle des vagues. Ces pointes tendent à compartimenter la côte en cellules hydrosédimentaires autonomes et perturbent la continuité du transit sédimentaire le long du littoral. Ce type d'évolution se produit uniquement le long des côtes dites contraposées, caractérisées par la superposition d'une couverture de matériaux meubles sur un substrat rocheux résistant présentant une topographie différenciée. Or, plusieurs portions de côte en Bretagne répondent à ces conditions. La plus remarquable d'entre elles se situe en rade de Brest et s'étend de la pointe de Lanvéoc à Landévenec.

Une seconde raison de cet appauvrissement sédimentaire est l'absence de pulsations transgressives du niveau marin au cours des 3 000 dernières années, n'ayant pas favorisé la libération de grandes quantités de sédiments sur l'estran par le biais d'une attaque accrue des falaises par les vagues (Forbes *et al.*, 1995 ; Orford *et al.*, 2002). L'élévation actuelle du niveau moyen de la mer ne serait donc pas suffisamment vigoureuse pour prélever des matériaux à des sources sédimentaires situées au-dessus du niveau habituel d'action des vagues.

La diminution progressive des vitesses de remontée du niveau marin depuis 2 700 BP en rade de Brest et l'absence de pulsations transgressives de grande ampleur peuvent, en effet, expliquer que les falaises ne sont plus susceptibles de reculer aussi facilement que par le passé. Les observations de terrain semblent indiquer que les vagues ne sont plus capables de rafraîchir fréquemment le pied des falaises de head et de déblayer les glissements qui s'y opèrent, en raison d'un affaiblissement de l'hydrodynamisme dans la partie haute de l'estran. Le plus souvent, seule la base des glissements est sapée en micro-falaise et n'est que rarement atteinte par les vagues (photographie 28).

Par conséquent, les versants littoraux tendent progressivement à se régulariser et les glissements sont pour la plupart végétalisés, ce qui témoigne de leur faible vitesse d'évolution. Cela tient au fait que le recul des falaises de head a entraîné le développement progressif d'un large platier, jonché de blocs volumineux initialement présents dans les coulées périglaciaires, qui a pour effet de dissiper l'énergie des vagues à l'approche du pied de falaise, et de limiter d'autant l'action érosive de la mer (photographie 28). Seuls, des événements météo-marins exceptionnels, tels que la tempête « Johanna » des 10 et 11 mars 2008, permettent l'attaque de la falaise par les vagues. En outre, la roche cohérente sur laquelle repose la couverture de head affleure en de nombreux endroits au pied de l'abrupt et représente désormais un frein à son recul (photographie 29).



Photographie 28 : A. Secteur d'alimentation du Sillon des Anglais photographié en décembre 2003 (A et C) et en mars 2008 (B et D) à la suite de la tempête « Johanna ». Les flèches permettent de localiser l'aire de prélèvement sédimentaire par les vagues de tempête au pied du glissement. (clichés : S. Suanez et B. Fichaut).

Enfin, s'ajoute à cela l'exagération progressive des irrégularités dans le tracé du rivage, liée à l'évolution classique d'une côte contraposée. Le nettoyage des coulées superficielles de head depuis la stabilisation du niveau marin a permis l'exhumation du substrat rocheux sous-jacent, particulièrement résistant. En maints endroits, des bancs de quartzites affleurent désormais et forment autant d'épis naturels contre lesquels les galets viennent s'accumuler. La cellule d'alimentation initiale est ainsi segmentée et les sédiments sont bloqués dans leur progression le long du rivage par ces épis naturels.

Ici aussi, il est très difficile de replacer dans le temps la transition entre la phase d'abondance au cours de laquelle les falaises ont livré d'importants volumes de sédiments aux formes d'accumulation et la phase de pénurie sédimentaire qui semble actuellement se traduire par le recul des flèches de galets en rade de Brest. Il s'agit vraisemblablement d'un phénomène graduel qui se poursuit probablement encore à l'heure actuelle.



Photographie 29 : Dans le secteur d'alimentation de la flèche du Loc'h, falaise de head partiellement végétalisée (a), récemment rafraîchie à la base lors de la tempête Johanna des 10 et 11 mars 2008 (b). A proximité, affleure en pied de falaise la roche sous-jacente (quartzite) (c). A gauche du cliché, le haut d'estran est jonché de blocs décimétriques à métriques atténuant la compétence des vagues à la base des glissements. (Cliché : B. Fichaut, 21 mars 2008).

3-3-3- Un constat à généraliser à l'ensemble des rivages de Bretagne ?

D'après la base de données européenne EUROSION, près de 53 % du linéaire côtier de Bretagne montrerait des signes de stabilité, tandis que 23 % serait en érosion et seulement 3,3 % connaîtrait une accréation (le pourcentage restant étant fixé artificiellement ou non renseigné) (Colas, 2007). Toutefois, ces valeurs concernent l'ensemble des rivages de Bretagne dont les tendances évolutives sont étroitement liées au type de côte rencontré. Parce qu'ils intègrent à la fois les portions de falaises de roches dures dont le recul est extrêmement lent, ou encore les rives estuariennes dont la tendance naturelle est à l'accréation, les chiffres avancés plus haut tendent à sous-estimer l'érosion qui affecte actuellement les accumulations sableuses et graveleuses. Aussi, dès lors que l'on considère uniquement ce type d'accumulations littorales, la part du linéaire côtier en érosion passe-t-elle naturellement à 39 % (figure 187).

Là encore, les données sur l'érosion littorale peuvent être nuancées en fonction des types d'accumulations sédimentaires. Ainsi, les plages de poche sont relativement stables. Ces plages sont encadrées par des pointes rocheuses qui leur fournissent bien souvent une protection efficace contre les assauts de la dynamique météo-marine et leur assurent une certaine stabilité en limitant les transferts sédimentaires longitudinaux. Il n'est donc pas étonnant de constater que, seuls, 22 % d'entre elles montrent des signes d'érosion à l'échelle de la région entre 1998 et 2003 (figure 187). En revanche, les cordons littoraux, flèches et tombolos montrent une sensibilité au recul nettement plus marquée puisque l'érosion affecte 60 % de leur linéaire. Ces formes d'accumulations sont plus sensibles aux fluctuations du régime des houles et des vents, mais également aux tendances à long

terme des apports sédimentaires côtiers dont ils sont fortement tributaires. Leur recul sur l'ensemble du littoral breton est donc probablement le signe d'une diminution contemporaine des apports en matériel frais. Par ailleurs, la base de données EUROSION souligne également que les phénomènes d'érosion sont plus marqués sur les plages de galets que sur les plages de sable. La pénurie sédimentaire contemporaine semble donc concerner en premier lieu les stocks de matériel grossier dont les seules sources d'alimentation sont désormais représentées par les falaises meubles.

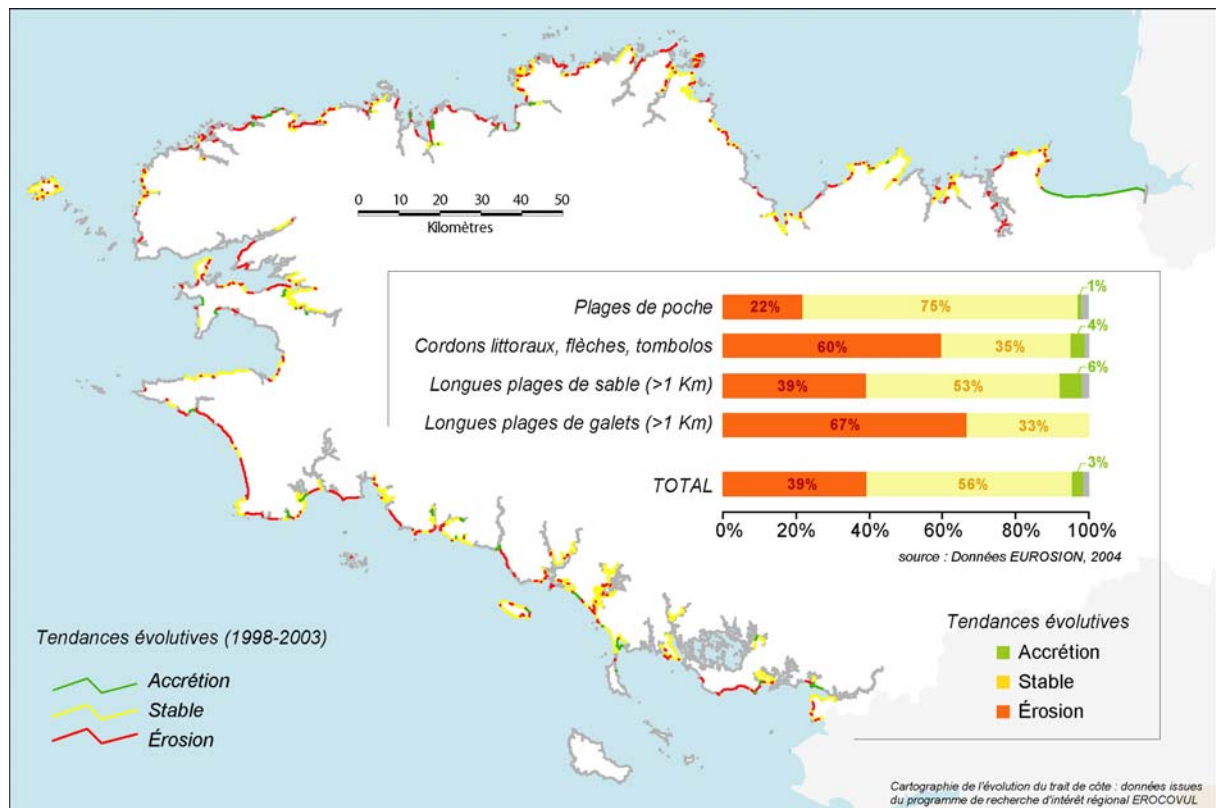


Figure 187 : Tendances évolutives des formes d'accumulation sableuses et graveleuses de Bretagne.

A cela il convient toutefois d'apporter quelques nuances. Les tendances évolutives présentées dans la figure 187 concernent uniquement la période 1998-2003. En Bretagne, ce travail a été réalisé par A. Hénaff dans le cadre du programme EROCOVUL. Or, les mécanismes qui régissent la nature et la quantité de sédiments délivrés, transportés et déposés le long du rivage, se réalisent sur un pas de temps relativement long et nous interdisent d'extrapoler ces résultats à une échelle centennale, ou même pluri-décennale. Ce problème d'échelle temporelle réduit donc la portée des informations que livrent les données du programme EUROSION en matière d'évolution du bilan sédimentaire.

En outre, les études réalisées sur les plages et cordons sableux de Bretagne ont souligné la grande réversibilité des tendances évolutives et l'importance des variations saisonnières dans la mobilité de ces accumulations (Moign, 1969 ; Hallégouët, 1978 ; Guicher et Hallégouët, 1991 ; Meur, 1993 ; Regnault et Louboutin, 2002 ; Stéphan, 2003 ; Stéphan et Suanez, 2004 ; Suanez et Stéphan, 2006 ; Dehouck, 2006 ; Suanez *et al.*, 2007). Il en va de même pour quelques unes des flèches de galets que nous étudions. Par conséquent, il est difficile d'affirmer que les évolutions observées entre 1998 et 2003 sont le reflet d'une tendance à l'érosion sur le long terme. En dépit de ces limites, l'importance des phénomènes d'érosion sur les cordons littoraux, flèches et tombolos constitue un

indice supplémentaire en faveur d'une réduction du volume de sédiments disponible le long des côtes bretonnes.

Cette diminution semble affecter préférentiellement le stock de matériel grossier dont l'alimentation dépend désormais essentiellement du recul des falaises meubles. En effet, la charge sédimentaire actuellement transportée par les fleuves côtiers de Bretagne est principalement constituée de sables fins, d'argiles et de limons qui ne participent que très partiellement au bilan sédimentaire des accumulations de galets. Le climat actuel et la douceur des versants ne permettent pas la mobilisation de débits solides et liquides importants par les organismes hydrographiques.

Par ailleurs, les apports en provenance de la plate-forme continentale sont également très faibles. Une tentative de quantification des apports liés au remaniement des dépôts immergés dans les petits fonds a été réalisée par Morel (1997) pour les cordons de galets de l'Ero Vili en baie d'Audierne, le Loc'h de Landévennec et le cordon de galets de Nantouar (Côtes-d'Armor). Les volumes ont été estimés en mesurant systématiquement la taille des sédiments supportant les algues à crampon échouées sur un linéaire de 10 m dans la laisse de pleine mer. Ces résultats ont ensuite été extrapolés sur toute la longueur des accumulations. Les volumes obtenus ont révélé une grande variabilité selon les conditions météo-marines précédant la mesure, pouvant atteindre 160 m³ par endroits. Ces chiffres doivent toutefois être considérés avec prudence en raison de l'extrapolation effectuée à l'échelle des cordons et du nombre réduit d'observations réalisées. En outre, il convient de ne pas surestimer les apports sédimentaires de cette nature sur de nombreux secteurs où l'énergie des vagues n'est pas suffisante pour déplacer les sédiments présents dans les petits fonds. Enfin, un tapis algal bien développé n'est pas systématiquement présent dans les étages médiolittoral ou infralittoral. Ainsi, dans un secteur où toutes ces conditions sont pourtant réunies (l'archipel de Molène), Fichaut et Suanez (2007) ont insisté sur l'absence actuelle d'apports sédimentaires de cette nature.

Dans certains secteurs, il existe encore quelques possibilités d'alimentation à travers l'érosion des formes sédimentaires héritées ou fossiles situées en arrière des cordons actuels. L'île Blanche, située en arrière du Sillon, constitue l'extrémité distale d'une flèche éémienne. Nul doute que si le Sillon de Talbert poursuit son recul, les galets constituant cet ancien cordon seront incorporés dans le cordon actuel. Il en va de même pour la flèche externe du Loc'h qui, à mesure de son recul, vient reposer sur l'accumulation fossile située en arrière. La flèche de Troaon semble également bénéficier des apports provenant de l'érosion d'une flèche fossile en cours d'érosion par les courants de marée. Toutefois, il semble évident que ces apports sont anecdotiques et, seuls, quelques secteurs peuvent en bénéficier.

En comparaison, les apports en sédiments sablo-vaseux paraissent désormais prédominants sur les rivages de Bretagne. En témoigne la poursuite du colmatage de la plupart des rias, des abers et des estuaires de la région qui enregistrent des taux de sédimentation importants (Guilcher, 1953 ; Guilcher et Berthois, 1957). Les problèmes d'envasement ou s'ensablement à proximité d'infrastructures portuaires sont également fréquents. Les ports de Perros-Guirec (Pinot, 1998b), de Morlaix (SOGREAH, 1992), d'Audierne (Hénaff et Jegu, 1995), de Lesconil (SOGREAH, 1993 ; ERAMM, 1994), de Loctudy ou encore de Billiers doivent régulièrement recourir à des draguages pour assurer leur accessibilité. S'il est vrai que cette sédimentation est souvent liée à une perturbation de la circulation naturelle des vases induites par les ouvrages portuaires eux-mêmes, elle témoigne néanmoins d'une abondance en matériaux fins sur les rivages de Bretagne. En outre, Hénaff et Jegu (1995) ont montré, localement, l'engraissement de certaines plages par le biais d'apports sableux provenant de l'avant-côte.

Précédemment, nous avons constaté que flèches de galets sont composées d'une importante fraction sableuse, dont la part dépasse parfois 60 % du matériel sédimentaire. Par conséquent, les apports actuels en sables ne peuvent-ils pas compenser la pénurie de galets dont souffrent certaines accumulations littorales en Bretagne ? Cela semble avoir été le cas par le passé dans de nombreux secteurs littoraux en Bretagne. En effet, après une tempête, le démaigrissement consécutif des plages laisse souvent apparaître des accumulations de galets sur le haut de l'estran. En baie de Saint-Michel-en-Grève, par exemple, l'érosion récente des dunes de Tréduder et de Saint-Efflam a révélée l'existence de cordons de galets jusqu'alors recouverts par une couverture sableuse de quelques mètres d'épaisseur (Gad, 1999 ; Stéphane, 2003). Jusqu'à présent, très peu d'études ont porté sur la stratigraphie des prismes sédimentaires sur les estrans sableux de Bretagne. De telles études permettraient pourtant d'observer d'éventuels changements dans la composition du matériel sédimentaire qui constitue les prismes littoraux et, par là même, de déceler les modifications dans la nature et le volume des apports sédimentaires à la côte.

Toutefois, il n'est pas certain qu'une évolution de ce genre puisse atténuer les phénomènes d'érosion auxquels sont actuellement confrontées les flèches de galets. Il conviendrait, pour s'en assurer, de déterminer les volumes nécessaires pour compenser le déficit sédimentaire des cordons de galets. Il serait également nécessaire d'évaluer les volumes de sables apportés actuellement par les fleuves côtiers situés à proximité et de déterminer la part de ce volume qui participe à l'engraissement des flèches de galets. Une telle quantification devrait également être menée dans les secteurs susceptibles de bénéficier des apports sableux issus du balayage de l'avant-côte par les houles. Compte tenu de l'ampleur de la tâche à entreprendre, nous laisserons cette question en suspens.

3-4- Conclusion partielle

La quantification du recul des falaises a permis d'estimer les volumes sédimentaires livrés par l'érosion des versants littoraux dans les secteurs du Caro, de Dibenn et de Bétahon. Dans l'anse de Bétahon, les falaises de Cromenach ont fourni à la côte un volume sédimentaire d'environ 27 000 m³ entre 1952 et 2006, ayant favorisé l'engraissement de la flèche littorale située à proximité. Sur le secteur de Dibenn, en revanche, l'érosion des falaises n'a pas libéré un volume de matériel suffisant pour empêcher la cannibalisation de la flèche. Enfin, dans l'anse du Caro, les apports provenant du recul des falaises ont été estimés à 2 300 m³ entre 1952 et 2000, ce qui démontre que, même en rade de Brest, les processus d'érosion et de transport sont localement susceptibles de mobiliser un volume substantiel de sédiments en un temps limité.

Il faut toutefois se garder de généraliser ces observations à l'échelle de la Bretagne puisque ces chiffres concernent uniquement les falaises connaissant un recul rapide. Dans la plupart des secteurs étudiés, les apports de cette nature sont extrêmement localisés et épisodiques. En rade de Brest, les vagues atteignent rarement la base des falaises meubles et les versants tendent à se régulariser. La présence d'un large platier rocheux dissipe l'énergie des vagues à l'approche du pied de falaise. En outre, la diminution progressive des vitesses de remontée du niveau marin depuis 2 700 BP a entraîné le nettoyage des coulées superficielles de head jusqu'à l'exhumation du substrat rocheux sous-jacent. Progressivement, la mise en saillie d'appointements rocheux le long du rivage a segmenté les secteurs d'alimentation. D'une phase d'abondance sédimentaire ayant donné naissance aux flèches de galets, les rivages sont passés à une situation de pénurie que traduit l'érosion contemporaine des formes d'accumulation littorales.

En outre, cette situation semble affecter l'ensemble des cordons de galets de Bretagne qui, en comparaison aux plages sableuses, sont les plus touchés par les phénomènes d'érosion.

L'appauvrissement des apports en provenance des falaises n'est compensé par aucune autre source sédimentaire. Les fleuves côtiers sont incapables d'alimenter les rivages en galets. Les stocks de galets situés dans les petits fond sont épuisés et l'érosion des formes fossiles sur l'estran ne fournit que très ponctuellement du matériel grossier à la côte.

4- Conclusion

Si le recul des flèches de galets de Bretagne à l'échelle centennale et pluri décennale est l'expression d'une pénurie sédimentaire, trois principaux facteurs ont été examinés dans ce chapitre afin d'en déterminer l'origine.

Les impacts anthropiques apparaissent comme un facteur aggravant l'érosion des flèches de galets à l'échelle régionale, et non comme un facteur véritablement déclenchant. Dans l'ensemble, les falaises meubles quaternaires ont fait l'objet d'un faible processus d'artificialisation et sont toujours susceptibles de reculer librement. Par ailleurs, le transit sédimentaire n'est perturbé que de façon ponctuelle par la présence d'ouvrages perpendiculaires à la côte. Cela ne concerne donc qu'un nombre réduit de sites d'étude. Seules, les pressions anthropiques exercées directement sur les formes d'accumulation sont responsables d'une érosion importante, notamment dans les secteurs où elles se sont multipliées au cours des cinquante dernières années, par le biais de ponctions importantes opérées sur les stocks de matériel en présence, par une fréquentation excessive des édifices sédimentaires, par la mise en place d'ouvrages de protection aux effets perturbateurs sur la dynamique morphosédimentaire. Toutefois, de tels sites sont rares et, à l'exception de la flèche de Mengleuz et, dans une moindre mesure, du Sillon de Talbert, la part des forçages anthropiques dans le recul des flèches de galets reste faible.

La synthèse des études régionales portant sur l'évolution récente des conditions météo-marines a montré la difficulté de mettre en évidence une tendance nette à l'augmentation des événements tempétueux, au renforcement des conditions de houle et à l'augmentation du nombre de submersions marines au cours des dernières décennies. L'ensemble des facteurs météo-marins qui participent à l'érosion des flèches de galets présente une très grande variabilité spatiale et temporelle et rend extrêmement complexe l'analyse des données de houle, de vent ou de marée. En l'absence de résultats probants, il nous paraît difficile d'impliquer un quelconque renforcement des conditions météo-marines pour expliquer le recul des flèches de galets de Bretagne. En outre, il convient de noter que l'impact d'un épisode de très forte intensité peut être bien plus morphogène qu'un léger renforcement des conditions moyennes de houle ou de vent sur le long terme. Les flèches de galets reculent par à-coup lors d'événements météo-marins de courte durée. Il est donc vain de tenter d'expliquer l'évolution des cordons littoraux par la mise en évidence d'une simple tendance linéaire.

La crise sédimentaire dont souffrent les flèches de galets semble donc trouver son origine dans l'épuisement progressif des sources d'alimentation. Actuellement, les falaises meubles quaternaires représentent la principale, si ce n'est la seule, source d'approvisionnement en matériaux frais aux flèches de galets. Là où elles reculent rapidement, les falaises contribuent de façon substantielle à l'alimentation sédimentaire des formes d'accumulation. Pour s'en convaincre, il suffit de constater que, parmi tous les secteurs que nous avons étudiés, la seule flèche en progradation au cours des dernières décennies, la flèche de Bétahon, jouxte également la seule portion de côte où le recul des abrupts est véritablement significatif. La quantification des apports réalisée sur cet abrupt permet d'estimer à environ 570 ± 75 m³/an, le volume de sable et de galets livré par la falaise entre 1952 et 2005. En comparaison, les falaises voisines de Dibenn ou celles de l'anse du Caro en rade de Brest, ne fournissent qu'une quantité réduite de sédiments, estimé respectivement à 20 ± 11 m³/an et $48 \pm$

22 m³/an. Ce matériel semble donc insuffisant pour compenser les pertes liées au départ de sédiments vers le bas de plage, aux prélèvements anthropiques et à l'usure naturelle des galets par attrition.

La diminution progressive des vitesses d'élévation du niveau marin depuis 3 000 ans a favorisé le dégagement presque complet de la couverture superficielle de head au niveau des falaises et entraîné l'apparition progressive du bedrock sous-jacent que les vagues peuvent difficilement faire reculer. Les glissements qui s'opèrent encore par endroits sont rarement attaqués par les vagues et tendent à se végétaliser. Enfin, l'exagération progressive des irrégularités du rivage a contribué à la segmentation des portions de falaises par la mise en saillie d'appointements rocheux perturbant le transit de galets en direction des formes d'accumulation. Les flèches de galets peuvent donc être considérées comme des formes reliques pour la plupart, édifiées lors d'une période d'abondance sédimentaire désormais révolue.

Conclusion de la deuxième partie

La mobilité des flèches de galets est caractérisée par une tendance nette au recul au cours des derniers siècles, témoignant d'un bilan sédimentaire déficitaire à l'échelle régionale. Environ 70% des formes d'accumulation étudiées ont manifesté des signes d'érosion sur la période récente. De nombreux cordons ont connu un processus de cannibalisation (e.g. Troaon, Dibenn) vraisemblablement lié à une diminution des apports longitudinaux. D'autres n'ont cessé de reculer par *rollover* en raison d'une forte sensibilité des édifices à la submersion par les plus hauts jets de rive (e.g. Sillon de Talbert, Mengleuz, Loc'h). Dans ses parties médianes et distales, le Sillon de Talbert a reculé à une vitesse moyenne de 0,8 m/an entre 1837 et 2007. Sur le secteur de Mengleuz, le recul a été estimé à 0,35 m/an depuis 1877 et a atteint 0,41 m/an sur la flèche du Faou entre 1817 et 2006. L'ouverture de brèches dans les accumulations littorales s'est multipliée au cours des dernières décennies conduisant, sur certains sites, à la rupture définitive des cordons et à leur démantèlement (e.g. Faou). La flèche de Bétahon est la seule à avoir enregistré une avancée significative à travers la mise en place d'avant-dunes au sommet du cordon. Certes, dans les secteurs les plus abrités du fond de la rade de Brest, quelques flèches ont également montré une relative stabilité (e.g. Kéroullé, Pozguen). Toutefois, la faiblesse des évolutions résulte ici de conditions de très faible hydrodynamisme et, même si la mobilité littorale est trop réduite pour avoir permis de déterminer les véritables tendances d'évolution par le traitement numérique de photographies aériennes, une situation érosive n'est peut-être pas à exclure dans ces secteurs.

Comme l'a montré l'analyse des forçages météo-marins au cours des cinquante dernières années en rade de Brest, le recul des flèches de galets s'effectue principalement lors d'épisodes de submersion marine, durant lesquels les plus hauts jets de rive franchissent la crête des accumulations. En rade de Brest, toutefois, deux types de dynamiques morphosédimentaires bien différenciées ont été mis en évidence, opposant les flèches alignées dans le sens des vagues incidentes (type DAB), peu sensibles à la submersion marine, et celles faisant front aux vagues (type SAB) dont la mobilité est fortement contrôlée par la fréquence et l'intensité des submersions.

Les flèches de type DAB se localisent dans des secteurs où l'hydrodynamisme est très réduit (fond de rias). La puissance des vagues n'est pas suffisante pour construire une crête élevée. Les cordons sont donc fréquemment submergés à l'occasion d'épisodes très peu morphogènes. Sur ces cordons, les transferts sédimentaires sont essentiellement longitudinaux. La quantité de matériel transportée par le biais de la dérive littorale détermine leur évolution. Aussi, le recul récent de ces flèches ne peut être attribué à une augmentation de la fréquence ou de l'intensité des submersions, mais résulte probablement d'une réduction des volumes sédimentaires disponibles sur l'estran.

Les flèches de type SAB se localisent dans les secteurs les plus exposés de la rade de Brest. L'orientation des cordons par rapport aux vagues incidentes limite les transits longitudinaux. Ici, les vagues sont suffisamment puissantes pour édifier une crête élevée. La submersion des accumulations requiert donc des conditions marégraphiques et hydrodynamiques exceptionnelles. Le franchissement s'effectue en de rares occasions, mais présente un caractère particulièrement morphogène, favorable à l'érosion sommitale des cordons, au déversement des galets sur le revers et au recul par *rollover*. Ce dernier est donc très occasionnel, entrecoupé de longues phases de stabilité. En outre, il a été montré que les vitesses de recul par *rollover* sont en grande partie déterminées par l'inertie des cordons, estimée à partir du volume et de l'altitude des accumulations. Ainsi, les flèches présentant une faible inertie (e.g. Mengleuz) ont connu les reculs les plus rapides au cours des dernières décennies en rade de Brest.

Sur les flèches de type SAB, les épisodes de submersion les plus morphogènes peuvent provoquer des modifications morphosédimentaires d'une telle ampleur que les cordons sont incapables de se régénérer par la suite. La capacité d'auto-organisation détermine ainsi la réponse des cordons lors d'événements météo-marins paroxysmaux. La flèche du Loc'h, par exemple, a amorcé un recul progressif après qu'une violente tempête a provoqué une érosion considérable du cordon en octobre 1967. Après cette date, elle n'a cessé de reculer jusqu'à se rompre à plusieurs reprises à la fin des années 1980.

Le caractère morphogène des submersions dépend d'un grand nombre de facteurs morphologiques et hydrodynamiques en interrelation. En contrôlant localement le volume et la pente du cordon ainsi que la hauteur de la crête, le bilan sédimentaire joue ainsi un rôle essentiel dans la réponse des cordons face aux différents épisodes de submersion marine. Au cours des dernières décennies, la partie proximale du Sillon de Talbert, en sous-alimentation sédimentaire, a vu l'ouverture de deux larges brèches conduisant au recul rapide du cordon, tandis que la partie terminale a bénéficié d'apports importants par le biais de la dérive littorale et n'a connu qu'un recul limité.

Il semble donc que le recul récent des flèches de galets à l'échelle de la Bretagne soit le reflet d'une pénurie sédimentaire.

Certes, les pressions anthropiques exercées directement sur les formes d'accumulation ont causé des dommages importants sur quelques sites, notamment dans les secteurs où elles se sont multipliées au cours des cinquante dernières années, par le biais de ponctions opérées sur les stocks de matériel en présence, par une fréquentation excessive des édifices sédimentaires, par la mise en place d'ouvrages de protection aux effets perturbateurs sur la dynamique morphosédimentaire. Toutefois, les actions anthropiques se sont concentrées sur un nombre limité de flèches en Bretagne et doivent être considérées comme un facteur aggravant l'érosion des formes d'accumulation et non comme un facteur véritablement déclenchant.

En outre, le renforcement des conditions météo-marines est souvent considéré comme responsable de l'érosion accrue des formes d'accumulations littorales. Toutefois, là encore, la synthèse des études régionales portant sur l'évolution récente des paramètres marégraphiques, océaniques et météorologiques n'a pas permis de montrer une tendance nette à l'augmentation des événements tempétueux, au renforcement des conditions de houle ou à l'augmentation du nombre de submersions marines au cours des dernières décennies.

Aussi, la crise sédimentaire dont souffrent les flèches de galets résulte vraisemblablement d'un épuisement des sources d'alimentation sédimentaire. Actuellement, les falaises meubles quaternaires constituent, le plus souvent, la seule source d'approvisionnement en galets. Dans l'anse de Bétahon, l'engraissement s'explique ainsi par une érosion importante des falaises de Cromenach qui apportent annuellement un volume d'environ $570 \pm 75 \text{ m}^3/\text{an}$ de sables et de galets à l'estran. Ailleurs, toutefois, les apports semblent désormais insuffisants pour compenser les pertes liées au départ de sédiments vers le bas de plage ou vers la pointe des flèches, aux prélèvements anthropiques réalisés dans le passé et/ou à l'usure naturelle des galets par attrition lors de leur déplacement sur les cordons.

En Bretagne, les falaises ne livrent plus autant de matériel que par le passé. Cette réduction des apports en matériel grossier a plusieurs origines. Comme nous l'avons montré dans la partie précédente, le rythme de la transgression holocène n'a cessé de diminuer depuis 2 700 BP. L'absence de pulsations transgressive a donc favorisé le dégagement presque complet de la couverture superficielle de head au niveau des falaises et à entraîné l'apparition progressive du substrat sous-jacent que les vagues peuvent difficilement faire reculer. Une étude plus approfondie

des modalités d'évolution des falaises meubles de Bretagne permettrait certainement d'approfondir cette question. En outre, l'irrégularité progressive du rivage a contribué à la segmentation des portions de falaises par la mise en saillie de pointements rocheux perturbant le transit de galets en direction des formes d'accumulation. Enfin, il convient de rappeler qu'en Bretagne, la plupart des cordons de galets se sont édifiés à partir d'un matériel initialement présent en abondance sur la plate-forme continentale et remobilisé lors de la transgression holocène. Depuis leur mise en place, les flèches fonctionnent donc à partir d'un matériel essentiellement hérité dont le stock s'est progressivement épuisé au cours du temps. Cette situation fait actuellement peser de lourdes menaces sur ces formes d'accumulation dont l'avenir est incertain.

TROISIÈME PARTIE

DES HÉRITAGES...
...EN VOIE DE DILAPIDATION...
...DONT L'AVENIR EST INCERTAIN

Les flèches de galets de Bretagne constituent des héritages morphosédimentaires qui souffrent désormais d'une sous-alimentation en matériel grossier. Le recul des cordons, l'ouverture occasionnelle de brèches et le démantèlement définitif de certains édifices sédimentaires au cours des dernières décennies posent la question du devenir de ces formes.

Après avoir analysé en détail le fonctionnement morphosédimentaire actuel de quelques flèches de galets par le biais d'un suivi topo-morphologique, nous développerons différentes approches méthodologiques permettant de prévoir l'évolution de ces formes d'accumulation à l'horizon 2050. Nous définirons enfin les principes d'une gestion de ces flèches, en rappelant les enjeux écologiques et patrimoniaux que constitue actuellement leur préservation et en examinant les moyens d'intervention les plus adéquats pour résoudre les problèmes d'érosion. Les mesures de gestion adoptées sur les flèches du Loc'h et du Sillon de Talbert nous permettront d'alimenter notre réflexion sur le sujet.

CHAPITRE 1

MOBILITÉ ACTUELLE DES FLÈCHES DE GALETS

1- Acquisition et traitement des données topo-morphologiques.....	332
1-1- Instrumentation et protocole des levés topographiques	332
1-2- Précision de la mesure topographique.....	335
1-3- Méthode d'analyse et traitement des données topo-morphologiques	335
1-4- Conclusion partielle	336
2- Mobilité actuelle de quelques flèches de galets de Bretagne	336
2-1- Le recul des flèches par rollover	336
2-2- La rupture d'une flèche : le cas du Loc'h	359
2-3- Une évolution par micro-cannibalisation : le cas du Sillon des Anglais	365
2-4- Les situations d'engraissement.....	367
2-5- Une situation de stabilité : la flèche de Bétahon	370
2-6- Conclusion partielle	372
3- Rôle des forçages météo-marins dans la mobilité actuelle des flèches de galets	374
3-1- Rappel méthodologique	374
3-2- Sur le Sillon de Talbert.....	374
3-3- En rade de Brest	383
3-4- Conclusion partielle	386
4- Conclusion	388

Ce chapitre vise à retracer la mobilité actuelle de quelques flèches de galets à une fréquence bimestrielle à annuelle, à partir d'un suivi topo-morphologique initié dès notre travail de DEA sur les flèches de Mengleuz et du Loc'h en rade de Brest (Stéphan, 2004 ; Stéphan *et al.*, 2005b) et étendu, par la suite, à cinq autres secteurs littoraux de Bretagne. Le haut degré de précision des données de terrain, acquises entre janvier 2004 et mars 2008, doit nous permettre d'analyser en détail le fonctionnement de ces formes d'accumulation au cours de notre période d'observation. Il s'agira également d'apporter des informations plus précises sur les différents termes du bilan sédimentaire, à travers une quantification des volumes érodés, mis en mouvement et déposés sur chacune des flèches. Ce travail devra également nous éclairer sur la provenance et la quantité des apports sédimentaires actuels. En outre, nous expliquerons les changements morphologiques observés durant notre suivi par le contexte hydrodynamique et météo-marin, en reconstituant la chronologie des épisodes morphogènes. Les différentes réponses morphodynamiques consécutives aux événements de submersion marine seront reconnues et permettront de mettre en évidence les signes de fragilité que montrent actuellement certaines flèches de galets.

Après avoir rappelé les éléments méthodologiques relatifs à ce travail, nous présenterons les résultats du suivi topo-morphologique. La diversité des modes d'évolution actuels nous amènera à distinguer plusieurs cas de figure. Ainsi, le Sillon de Talbert et la flèche de Mengleuz permettront d'illustrer les situations de recul par *rollover*. La flèche du Loc'h fournira un exemple de flèche en cours d'érosion par les courants de marée. Le phénomène de micro-cannibalisation sera étudié à partir du cas du Sillon des Anglais, tandis que les secteurs du Roz et de Troaon montreront des cas d'engraissement par le biais d'apports sédimentaires longitudinaux ou transversaux. Enfin, le rôle des forçages météo-marins dans cette mobilité sera examiné sur le Sillon de Talbert, d'une part, et en rade de Brest, d'autre part.

1- Acquisition et traitement des données topo-morphologiques

1-1- Instrumentation et protocole des levés topographiques

Le suivi topo-morphologique est fondé sur l'acquisition de séries temporelles de mesures topographiques à l'aide d'un GPS différentiel (Trimble 5800) et, ponctuellement, d'un tachéomètre laser (Nikon DTM300, Leica TCR303) dont les résolutions horizontale et verticale sont de l'ordre du centimètre. Un protocole rigoureux a été respecté pour effectuer ce suivi et garantir une bonne précision des données.

Les stations de mesure ont été systématiquement installées sur des points géoréférencés. Ces points ont été matérialisés par un clou topographique scellé dans une surface « normalement » horizontale et stable (photographie 30). Parfois, les bornes géodésiques de l'IGN ont été directement utilisées pour la mise en station (*e.g.* Sillon des Anglais, Sillon de Talbert). Un ensemble de points de calage a également été réparti sur nos secteurs d'étude et ont servi à contrôler la pertinence de la mesure d'un levé (à un temps T) sur l'autre (à un temps T+1). Ces points ont été matérialisés également par des clous topographiques scellés dans des éléments fixes du paysage, tels que les murets, des affleurements rocheux, etc. Ainsi, à chaque levé, la base fixe du tachéomètre et/ou du DGPS a été positionnée sur son point de mise en station et les points de calage ont été mesurés. Enfin, une série de piquets en acier galvanisé a été installée sur quelques sites. Ces piquets

matérialisent des têtes de profils. L'orientation de ces profils a été relevé à la boussole et a été respectée scrupuleusement à chaque campagne de mesures topographiques.

Sur le terrain, les levés ont été conduits selon deux méthodologies différentes. Un suivi par profils topographiques a été réalisé uniquement sur le Sillon de Talbert et sur la flèche de Bétahon durant la période hivernale 2006/2007. Les suivis par profils sont généralement simples et rapides à effectuer. Ils impliquent de mesurer la position d'une série de points successifs selon un axe perpendiculaire à la côte, depuis le revers des accumulations jusqu'au bas de plage. Quelques centaines de points de mesure suffisent généralement pour obtenir une bonne retranscription de la morphologie des flèches le long des transects (figure 188). La rapidité d'exécution autorise une fréquence d'observation assez élevée. Sur les deux sites étudiés de cette façon, les profils ont été levés à une fréquence bimestrielle.



Photographie 30 : A. Station DGPS installée sur une ancienne borne IGN non-géoréférencée à proximité du Sillon des Anglais. B et C. Le centre de la borne est géoréférencé. D et E. Installation de piquets en acier marquant la tête du profil 2, au sommet de la flèche de Bétahon et en arrière du Sillon de Talbert. F. Clou topographique servant de point de mise en station sur le secteur de Troaon.

Un suivi planimétrique a également été entrepris sur l'ensemble des secteurs d'étude. La technique de levé de la totalité d'un estran diffère peu de celle décrite pour lever des profils de plage. Elle donne l'avantage d'obtenir une représentation en trois dimensions des estrans mais est très coûteuse en temps sur le terrain (quatre jours en moyenne pour le Sillon de Talbert). Une certaine rigueur lors du levé des estrans est nécessaire : les limites naturelles et artificielles de l'estran (dune, pied de falaise, platiers rocheux, ouvrages côtiers) sont levées de manière à pouvoir « fermer » les modèles numériques de terrain (MNT) ; les corps sédimentaires et ruptures de pente sont minutieusement levés avec une résolution spatiale très fine de façon à ce que les représentations 3D soient les plus réalistes possibles. Ainsi, les levés complets du Sillon de Talbert ont nécessité l'acquisition de plusieurs milliers de points (de 4 000 à 10 000 points en fonction des levés) pour obtenir une retranscription fine de la morphologie. En raison du temps nécessaire pour réaliser ce type de mesure, la fréquence d'observation employée a été moins haute que pour le suivi par transect. Ces levés ont été réalisés à une fréquence semestrielle sur les sites du Loc'h et de Mengleuz et à une fréquence annuelle sur les secteurs de Troaon, du Roz, du Sillon de Talbert et du Sillon des Anglais (figure 188).

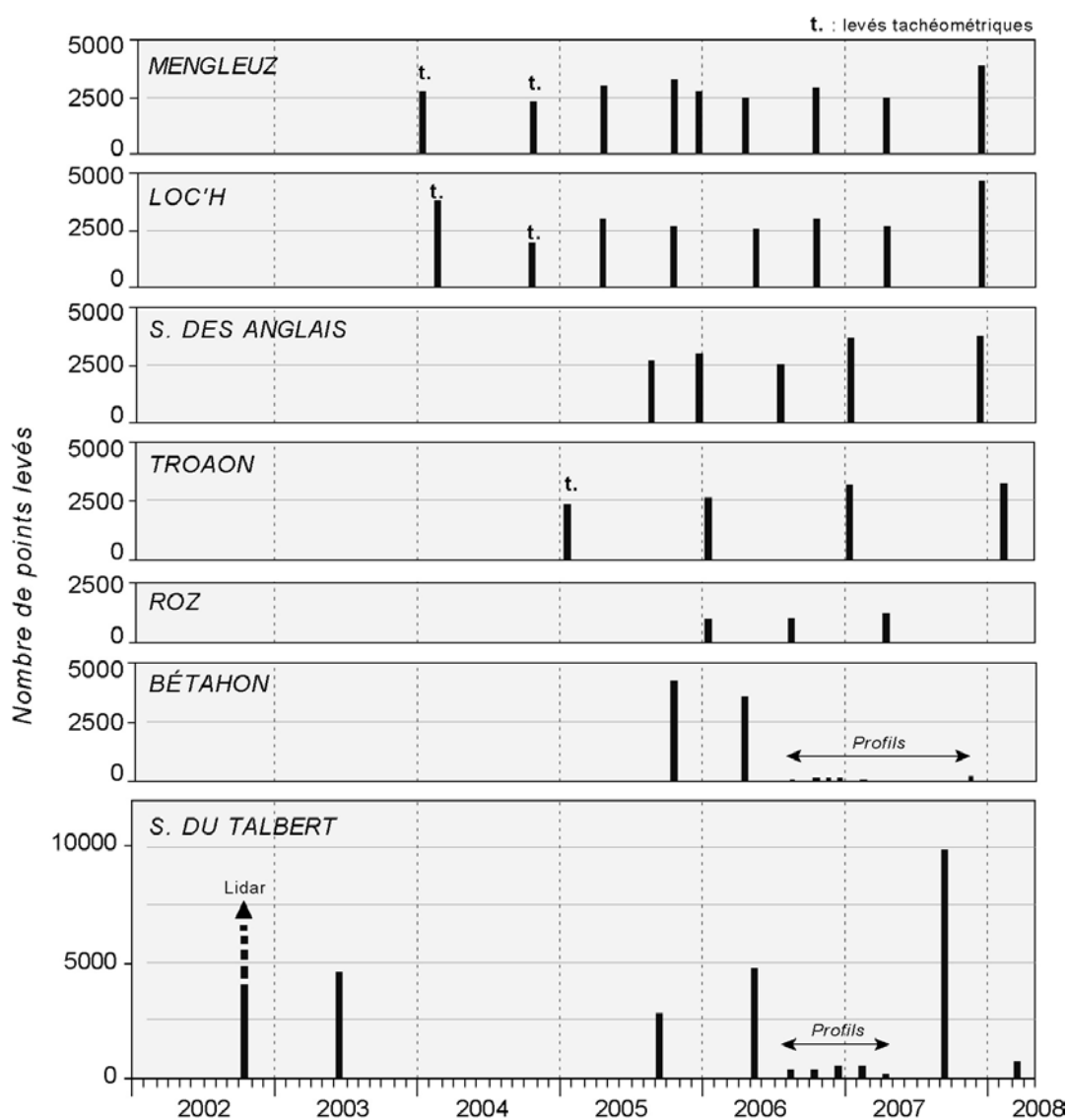


Figure 188 : Chronologie des levés réalisés sur les différents sites d'étude.

1-2- Précision de la mesure topographique

L'incertitude de la mesure topographique en géomorphologie littorale a récemment fait l'objet d'une étude à laquelle nous avons participé (Suanez *et al.*, 2008). Cette étude s'est attachée à quantifier, à partir de traitements statistiques, les incertitudes liées à la mesure de terrain effectuée au tachéomètre et au DGPS. Les marges d'erreur ont été calculées à partir d'un jeu de données acquis dans le cadre de suivis réalisés sur plusieurs plages du Finistère et des Côtes d'Armor.

En se basant sur les décalages de positionnement observés au niveau de différents points de calage, ce travail a montré que la part d'incertitude est très différente selon que l'on utilise un tachéomètre ou un DGPS. Pour la mesure au tachéomètre, une régression linéaire a permis de montrer que les marges d'erreur augmentent sensiblement en fonction de la distance par rapport à la station de mesure. Ainsi, les erreurs peuvent atteindre ± 22 à ± 9 cm en positionnement planaire (X, Y) pour une distance de 700 m (distance limite d'utilisation de ces appareils). A la même distance, elles sont de ± 8 cm pour les altitudes. Ces erreurs peuvent être liées à un mauvais positionnement de la base fixe, à un mauvais bullage de l'appareil, ou encore à un mauvais positionnement de la canne et du réflecteur (Brabant, 2000). En revanche, pour la mesure au DGPS, l'incertitude apparaît moins importante. Quelle que soit la distance, les marges d'erreur sont inférieures à ± 5 cm en X et Y, tandis que les erreurs en Z ne dépassent pas $\pm 1,28$ cm. L'incertitude, dans ce cas, est liée au nombre et au positionnement des satellites au moment du levé, aux interférences atmosphériques jouant sur la qualité de la transmission du signal, etc.

Au cours de notre suivi, le tachéomètre n'a été utilisé qu'à cinq reprises et les mesures ont été réalisées dans un rayon de 300 m autour de la station de mesure. Si l'on réutilise les régressions linéaires dressées par Suanez *et al.* (2008), les marges d'erreur peuvent être estimées à ± 10 cm en positionnement planaire et à ± 4 cm en altitude. Par ailleurs, l'erreur induite par le DGPS doit être inférieure à ± 5 cm en X et en Y, et ne dépasse pas ± 2 cm en Z, comme l'ont montré Suanez *et al.* (2008).

1-3- Méthode d'analyse et traitement des données topo-morphologiques

1-3-1- Les profils topographiques

La comparaison des différents profils topographiques levés sur le Sillon de Talbert et sur la flèche de Bétahon a permis de quantifier les volumes sédimentaires déplacés transversalement, en utilisant la technique des surfaces verticales (Suanez, 1997 ; Stéphane, 2003 ; Suanez et Stéphane, 2006). Ces surfaces ont été calculées sur le logiciel MapInfo 6.0.

1-3-2- Les modèles numériques de terrain

Les modèles numériques de terrain (MNT) sont des représentations en trois dimensions des flèches de galets et de leur environnement proche. Ils ont été générés sur le logiciel Surfer 8.0, selon la technique du krigeage (*kriging*) intégrant les lignes de rupture de pente, sur une grille régulière de 0,5 m x 0,5 m pour les sites de la rade de Brest. Sur les flèches de plus grandes dimensions (Sillon de Talbert et flèche de Bétahon), la résolution de la grille est de 1 m x 1 m. Les changements d'élévation de l'estran sont déterminés par la comparaison des différents MNT entre eux. Pour ce faire, les grilles contenant les données d'élévation géoréférencées de chaque levé topographique sont soustraites deux à deux.

La comparaison des différents MNT a permis de quantifier les volumes sédimentaires érodés et/ou déposés entre deux levés. Les bilans sédimentaires volumiques ont été calculés sur des surfaces en érosion et en accrétion. L'incertitude dans le calcul des volumes a été estimée en multipliant la superficie des zones considérées par l'erreur induite par la mesure au DGPS (soit ± 2 cm en Z). En deçà de ces marges d'erreur, on peut estimer que le bilan sédimentaire n'est pas significatif.

Les MNT permettent également d'obtenir des profils topographiques dont la comparaison facilite parfois l'interprétation des évolutions morphologiques. Sur le Sillon de Talbert, 110 profils régulièrement espacés le long de la flèche ont été générés à partir des MNT. Ces profils ont permis une quantification plus précise du recul du cordon et des variations altitudinales de la crête. En outre, pour garantir une certaine cohérence avec les données produites sur ce site, ces 110 profils ont été situés rigoureusement aux mêmes endroits que les transects ayant permis de quantifier le recul du cordon au cours des dernières décennies.

1-4- Conclusion partielle

Un protocole rigoureux a été mis en place pour réaliser le suivi topo-morphologique des flèches de galets. Pour garantir la qualité des mesures effectuées au tachéomètre et au DGPS, des points de mise en station et des points de calage ont été matérialisés par des clous topographiques installés sur des objets fixes environnants. Les têtes de profils ont été repérées par des piquets implantés sur l'estran. De cette façon, un suivi planimétrique a été réalisé à une fréquence semestrielle à annuelle sur l'ensemble des sites d'étude et les données ont été traitées afin de produire des MNT. Comparés uns à uns, ces MNT permettent de quantifier les volumes sédimentaires perdus ou gagnés par les cordons. En outre, sur le Sillon de Talbert et sur la flèche de Bétahon, un suivi bimestriel le long de différents profils a également été entrepris et les bilans sédimentaires ont été quantifiés par la méthode des surfaces verticales.

Les marges d'erreurs ont été déterminées à partir des travaux de Suanez *et al.* (2008). En X et en Y, l'incertitude est estimée à ± 10 cm pour les mesures effectuées au tachéomètre et à ± 5 cm pour les mesures au DGPS. En altitude, les marges d'erreurs sont d'environ ± 4 cm avec le tachéomètre et de ± 2 cm avec le DGPS.

2- Mobilité actuelle de quelques flèches de galets de Bretagne

2-1- Le recul des flèches par *rollover*

2-1-1- Le recul épisodique du Sillon de Talbert

En raison de sa taille, de la diversité des environnements morphosédimentaires qui le constituent et de la complexité des processus morphogéniques qui s'y opèrent, le Sillon de Talbert sera étudié en détail dans ce paragraphe. Grâce à la multitude de données topo-morphologiques dont nous disposons, il nous est possible d'apporter des connaissances nouvelles sur le fonctionnement de cette flèche dont la mobilité à court terme n'a jamais été étudiée en détail jusqu'à présent. L'ensemble des levés utilisés est présenté en annexe (annexe 7).

2-1-1-1- Rappel des données utilisées

Le Sillon de Talbert a fait l'objet de cinq levés topographiques complets au cours des six dernières années (tableau 14). Un survol Lidar a été réalisé par l'Ifremer en octobre 2002. Ces données peuvent être exploitées à partir de profils topographiques. Toutefois, les MNT produits sont d'un format différent de ceux réalisés sous le logiciel Surfer 8.0. et ne peuvent être comparés aux mesures plus récentes.

En juin 2003 et en septembre 2005, deux campagnes de mesures topographiques ont été effectuées au DGPS par le bureau d'étude MD Consultant (tableau 14). L'objectif de ces deux levés était d'évaluer l'impact des travaux de préservation et de restauration mis en œuvre sur le site entre les mois d'octobre et de décembre 2004 par le Conservatoire du Littoral et dont nous reparlerons ultérieurement. Dans le cadre de notre travail, les données brutes issues de ces deux levés ont été traitées de façon à produire des modèles numériques de terrain.

Années	Date	MNT		Profils						Crête/ Revers	Source	
		Complet	Partiel	P006	P028	P048	P060	P075	P088			P100
2002	08 oct.	X	-	X	X	X	X	X	X	X	X	Ifremer (Lidar)
2003	15 juin	X	-	X	X	X	X	X	X	X	X	MD Consultant
2005	18 sept.	X	-	X	X	X	X	X	X	X	X	MD Consultant
2006	01 mai	X	-	X	X	X	X	X	X	X	X	Géomer
	10 août	-	-	X	X	X	X	X	X	X	X	Géomer
	07 oct.	-	-	X	X	X	X	X	X	X	X	Géomer
	05 dec.	-	-	X	X	X	X	X	-	X	X	Géomer
2007	06 fev.	-	-	X	X	X	X	X	-	-	X	Géomer
	02 avr.	-	X	X	X	X	X	X	-	-	X	Géomer
	24 sept.	X	-	X	X	X	X	X	X	X	X	Géomer
2008	19 mars	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	Géomer

X : levé de terrain X : donnée extraite du MNT - : lacune

Tableau 14 : Inventaire des levés topo-morphologiques utilisés sur le Sillon de Talbert (en grisé : suivi à haute fréquence le long des profils).

Plus récemment, la mairie de Pleubian et le Conservatoire du Littoral ont sollicité le laboratoire Géomer-LETG pour réaliser un suivi topo-morphologique du Sillon de Talbert. Dans ce cadre, nous avons également effectué deux levés complets du site au mois de mai 2006 et au mois de septembre 2007 (Stéphan *et al.*, 2007a). Un troisième levé a également été réalisé en mars 2008, quelques jours après la tempête « Johanna », à la demande des gestionnaires du site, particulièrement inquiets des dégâts occasionnés par cet épisode météo-marin exceptionnel. Précisons également que ce contrat a été renouvelé et que le suivi topo-morphologique du site devrait se poursuivre au cours de l'année 2009.

Enfin, à ces levés complets s'ajoute un suivi à haute fréquence, réalisé le long de sept profils topographiques entre les mois de mai 2006 et de septembre 2007 (tableau 14). Cinq campagnes de mesure ont été effectuées à une fréquence bimestrielle sur les périodes automnale et hivernale 2006/2007.

2-1-1-2- Analyse des MNT (2002-2007)

• Évolutions morphologiques entre 2002 et 2003

Entre les mois d'octobre 2002 et de juin 2003, le Sillon de Talbert a connu une phase d'*overtopping*. La crête s'est consolidée en s'exhaussant d'une vingtaine de centimètres en moyenne sur l'ensemble du cordon (figure 189A). Localement, le revers a enregistré un recul pouvant atteindre 3 m le long de certains profils (figure 189B) lié à des déversements très localisés de galets en arrière du cordon. Par ailleurs, entre les profils P67 et P81, l'avancée apparente s'explique par l'érosion ponctuelle du revers. Ce phénomène est associé au déplacement vers le sud-est de plusieurs lobes de galets, prenant la forme de grandes ondulations sur le revers du cordon.

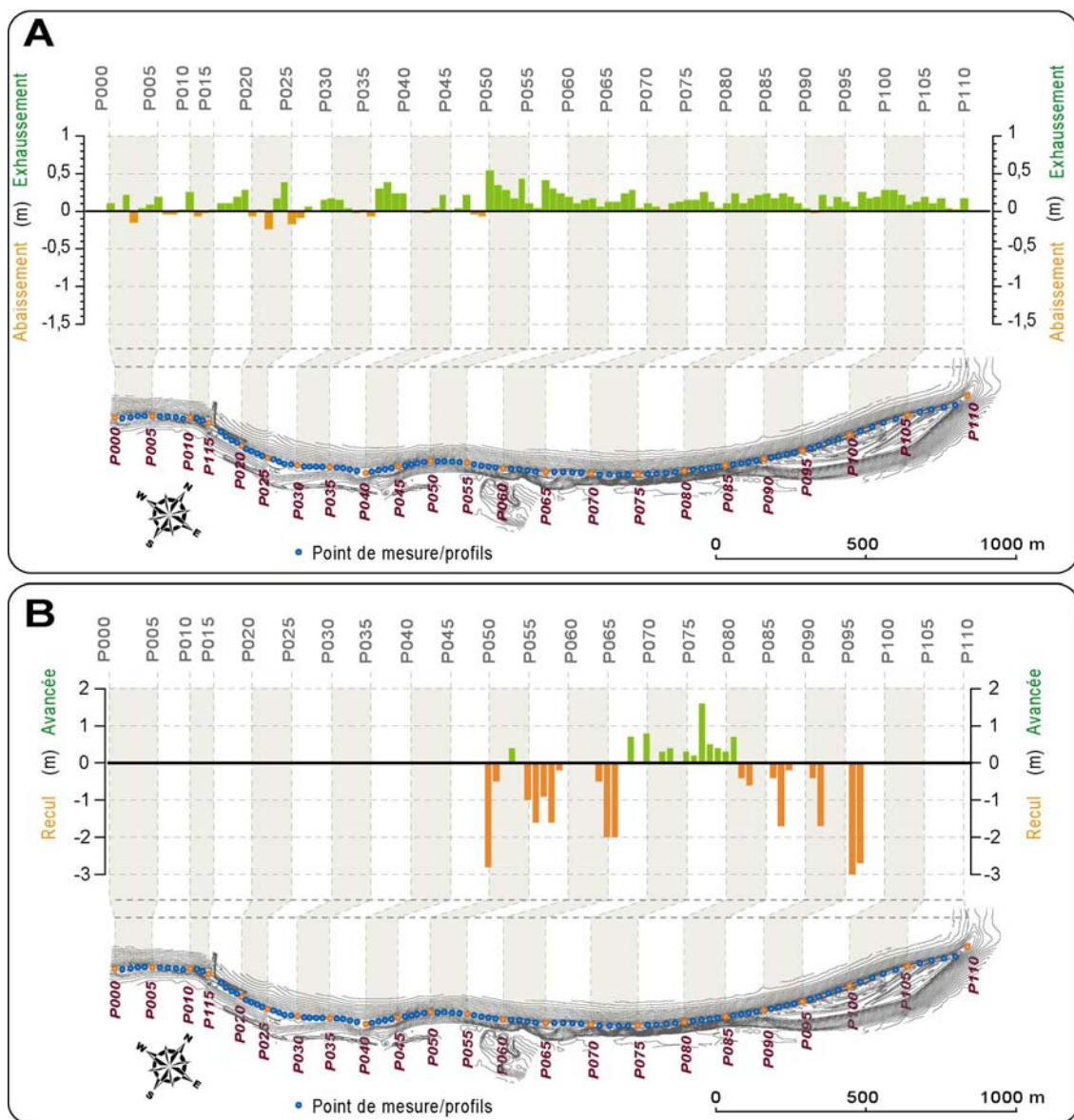


Figure 189 : A. Variations altitudinales de la crête du Sillon de Talbert entre 2002 et 2003. B. Mobilité du Sillon mesurée à la base du revers.

• Évolutions morphologiques entre 2003 et 2005

Entre 2003 et 2005, les principales modifications morphologiques mesurées sur les parties proximale et médiane de la flèche sont liées aux travaux de préservation et de restauration entreprises à la fin de l'année 2004 par le Conservatoire du littoral. Ces travaux ont été réalisés afin de conforter la flèche aux endroits les plus fragiles et d'accompagner son recul vers l'est. Quatre types d'interventions ont été menés :

- le confortement et la pérennisation de la racine dunaire par la pose de ganivelles et la délimitation d'un chemin piétonnier ;
- l'enlèvement et le concassage de la digue frontale en enrochement mise en place en 1974 ;
- le dépôt d'une partie des cailloux concassés en arrière du sillon, sous la forme de cordons artificiels ;
- le comblement des deux principales brèches ouvertes dans la partie proximale avec un mélange de matériel concassé et de sable.

La suppression de la digue frontale en enrochement se traduit, sur la figure 190, par une bande d'érosion s'allongeant sur le front du cordon. Elle implique un volume d'environ $10\,000 \pm 100 \text{ m}^3$ dont près des deux tiers ont été disposés lors des travaux en arrière de l'accumulation, sous la forme de trois cordons artificiels. Le tiers restant a été utilisé pour colmater les deux brèches ouvertes dans les années 1990 dans la partie proximale du Sillon.

Par endroits, toutefois, la suppression de la digue frontale a entraîné un ajustement morphologique du cordon, là où l'ouvrage de défense jouait encore son rôle de protection contre l'attaque des vagues. Ainsi, entre les points A et B sur la figure 190, le front de l'accumulation a connu une érosion importante et la crête s'est abaissée d'une cinquantaine de centimètres en moyenne. Environ $3\,000 \text{ m}^3$ de matériel ont été déplacés en direction du revers, contribuant ainsi à faire reculer cette section du cordon d'environ 1 m vers l'est.

La partie terminale du cordon n'a fait l'objet d'aucune intervention anthropique. Par conséquent, les changements observés entre juin 2003 et septembre 2005 sont le résultat de processus naturels. A ce niveau, le revers de la flèche montre une succession de secteurs en érosion et en accrétion qui résulte d'un phénomène de micro-cannibalisation. Huit sous-cellules peuvent être distinguées depuis le crochet de la flèche jusqu'à l'île Blanche. Au sein de chacune de ces sous-cellules, le bilan sédimentaire est globalement équilibré, les volumes en accrétion compensant les volumes en érosion. Ce phénomène traduit la migration progressive de plusieurs lobes de galets vers le sud-est, sous l'action d'une forte dérive littorale. Ce transit est provoqué principalement par les houles d'ouest diffractées à la pointe du Sillon et, secondairement, par les houles de nord-est. Entre juin 2003 et septembre 2005, le déplacement moyen vers le sud-est peut être estimé à 700 m^3 . En outre, ces grandes ondulations adoptent une convexité de plus en plus marquée conduisant localement à un recul du revers supérieur à 3 m par endroits.

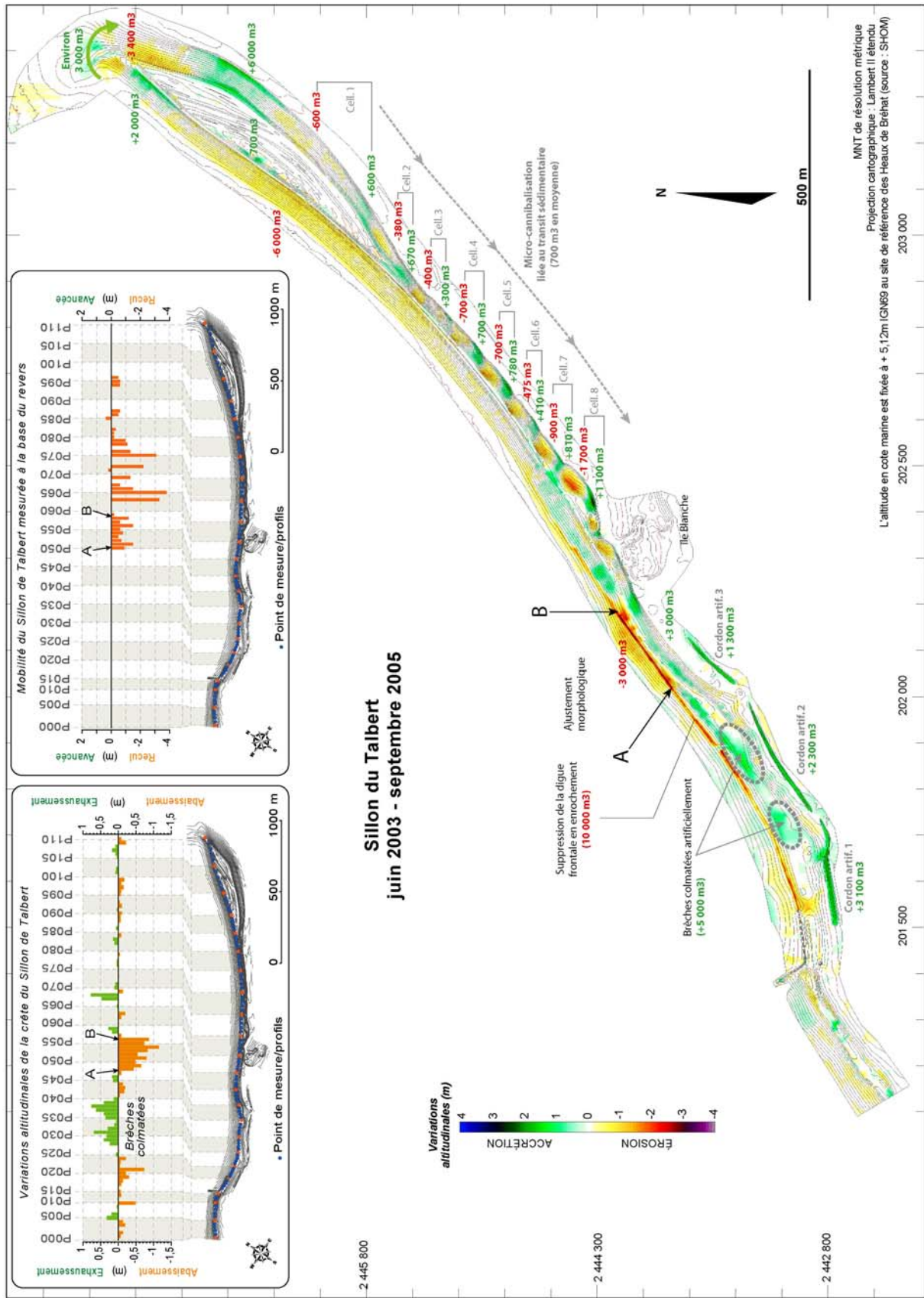


Figure 190 : Evolutions morphologiques du Sillon de Talbert entre juin 2003 et septembre 2005.

Enfin, sur la section nord-ouest du crochet, le front du cordon a connu une érosion estimée à - 6 000 m³. Une petite partie de ce matériel a été déversée sur le revers (700 m³), probablement sous la forme de projections de tempête, tandis que l'essentiel des sédiments a été transporté vers la pointe du cordon avant d'être déplacé vers la section sud-est du crochet par les houles diffractées (environ 3 000 m³). Cette zone a connu un engraissement estimé à 6 000 m³ ayant favorisé l'édification d'une nouvelle levée de galets au sommet de la flèche, s'accolant aux levées plus anciennes. Cette évolution sera particulièrement visible sur les profils topographiques.

Précédemment, l'analyse des photographies aériennes a montré un recul du Sillon de Talbert estimé à 0,5 et 1 m/an en moyenne au cours des dernières décennies. Il est intéressant de constater qu'à une échelle de temps plus courte, la flèche peut également connaître des phases de stabilité relative. Entre 2003 et 2005, il semble qu'aucun épisode tempétueux et/ou qu'aucune submersion marine ne soient venus menacer la stabilité de l'édifice sédimentaire.

- Évolutions morphologiques entre 2005 et 2006

En l'absence d'épisode véritablement morphogène, le Sillon de Talbert ne connaît aucun phénomène d'érosion significatif entre le mois de septembre 2005 et le mois de mai 2006 (figure 191). Une tendance générale à la consolidation est même mesurée au niveau de la crête qui tend à s'exhausser sur toute la moitié sud de la flèche, du profil P000 au profil P060 (figure 191).

Les tendances mineures, observées entre 2003 et 2005, se poursuivent néanmoins dans la moitié nord du Sillon. Les sinuosités qui marquent le revers de l'accumulation s'accroissent et conduisent à un recul très local du revers. Les lobes de galets tendent progressivement à s'individualiser, par creusement des concavités et progradation des convexités. La largeur de la crête est de moins en moins régulière le long du cordon. Les portions en cours d'amincissement alternent avec celles en voie d'élargissement. Peu à peu apparaissent des points de faiblesse au sommet du cordon où la crête est susceptible de se déverser sur le revers, à l'occasion d'un épisode météo-marin de forte énergie.

Sur la section nord-ouest du crochet, le front du cordon s'érode très légèrement (2 000 m³). Une partie du matériel érodé vient consolider la crête de l'accumulation par *overtopping* (1 000 m³). Une autre partie est transportée le long du cordon et vient s'accumuler à la pointe de la flèche. Par ailleurs, la section sud-est connaît toujours une érosion dans sa partie nord, directement compensée par une sédimentation en aval-dérive, où la levée de galets édifiée entre 2003 et 2005 au sommet du cordon tend à se consolider. Enfin, il convient de noter que l'engraissement important mesuré sur le glaciaire terminal (11 000 m³) représente un artefact lié au traitement des données topographiques (non prise en compte des lignes de rupture de pente dans ce secteur sur les levés de 2005).

En somme, toutes ces modifications, de faible ampleur, n'affectent pas la stabilité d'ensemble du Sillon de Talbert qui n'enregistre toujours aucun recul général.

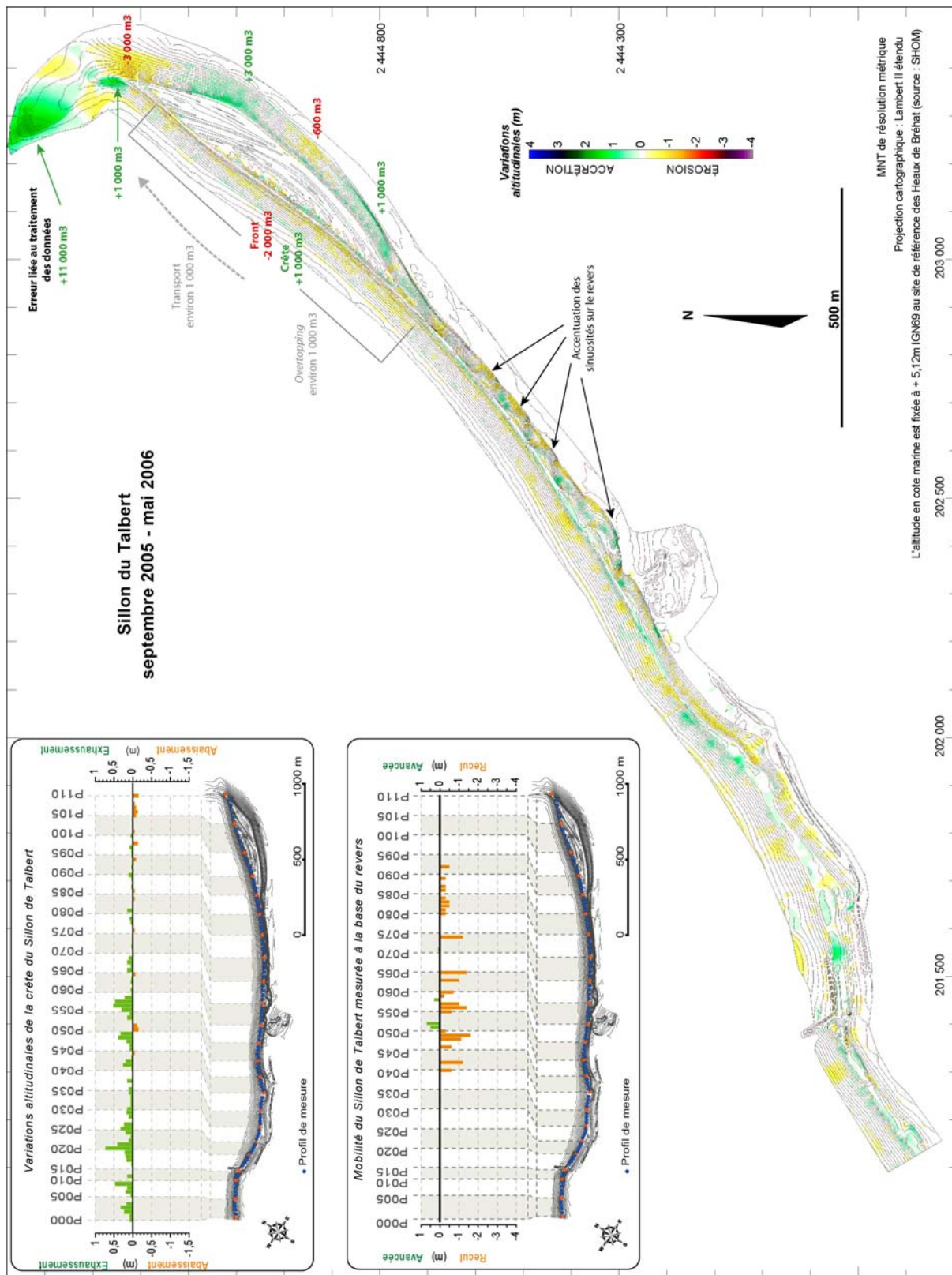


Figure 191 : Evolutions morphologiques du Sillon de Talbert entre septembre 2005 et mai 2006.

- Évolutions morphologiques entre 2006 et 2007

Contrairement au cinq années précédentes, l'hiver 2007 a été marqué par trois tempêtes, survenues en période de vive-eau et susceptibles d'avoir provoqué la submersion du Sillon de Talbert par les vagues et entraîné un recul significatif de l'accumulation de galets. Par conséquent, la comparaison des levés topographiques effectués en mai 2006 et en septembre 2007 (figure 192) s'avère très intéressante, à fois pour localiser désormais les zones de faiblesse morphologique du Sillon et pour déterminer son comportement lors des événements véritablement morphogènes, en l'absence d'ouvrages de protection perturbant les processus naturels.

Au cours de cette période, la racine dunaire a montré une grande stabilité (figure 192). Le sommet de la dune, bien fixé par l'oyat et les *Agropyrum*, n'a connu aucune évolution significative. Seul, le haut de plage a subi une légère érosion.

Dans la partie proximale de la flèche, les brèches colmatées en 2004 ne se sont pas rouvertes à l'occasion de ces tempêtes, même si, localement, la crête du cordon a connu un léger abaissement topographique, entre les profils P033 et P038 (figure 192).

Les modifications morphologiques les plus importantes sont observées entre les points de mesure P46 à P59, dans la partie du cordon bénéficiant auparavant d'une protection contre les vagues, par la présence de la digue frontale en enrochement. A cet endroit, le Sillon a enregistré un recul compris entre 5 m et 10 m entre mai 2006 et septembre 2007 (figure 192). Environ 12 000 m³ de matériel sédimentaire ont été déversés sur le revers. Parallèlement, la crête s'est abaissée de 1 m dans certaines zones (entre P047 et P049). Ce type de réponse morphologique correspond au « *sluicing overwash* » défini par Orford *et al.* (1991) conduisant à un recul de l'édifice sédimentaire par *rollover*.

Les parties médiane et distale du Sillon de Talbert ont également connu des transformations morphologiques importantes (figure 192). Le sommet du cordon a enregistré une érosion estimée à 15 000 m³, dont environ 11 500 m³ ont été déversés sur le revers par l'intermédiaire de cinq brèches ouvertes dans la crête. Ces brèches présentent une longueur moyenne de 50 m et sont régulièrement espacées le long du cordon (figure 193). Cette rythmicité tient en ce que chacune des brèches se localise dans le creux d'un des lobes de galets, mis en place progressivement sur le revers de l'accumulation entre 2002 et 2006. La migration de ces lobes a entraîné l'exagération des concavités et l'apparition de plusieurs points de faiblesse correspondant à des secteurs d'amincissement de la crête. A l'occasion d'un épisode de tempête survenu durant le mois de mars 2007, toute la partie sommitale de la flèche s'est alors déversée sur le revers. Selon nous, cette remobilisation complète de la crête a été facilitée par la mise en place de croissants de plage dans la partie haute du cordon. Là où la crête n'était pas suffisamment large, les croissants ont fini par percer le sommet de l'accumulation, canalisant alors les flux d'eau et de sédiments en direction du revers. Ce type de réponse morphologique correspond au « *sluicing overwash* » reconnu par Orford *et al.* (1991). Nous reviendrons ultérieurement sur les conditions hydrodynamiques et météo-marines caractérisant cet épisode morphogène.

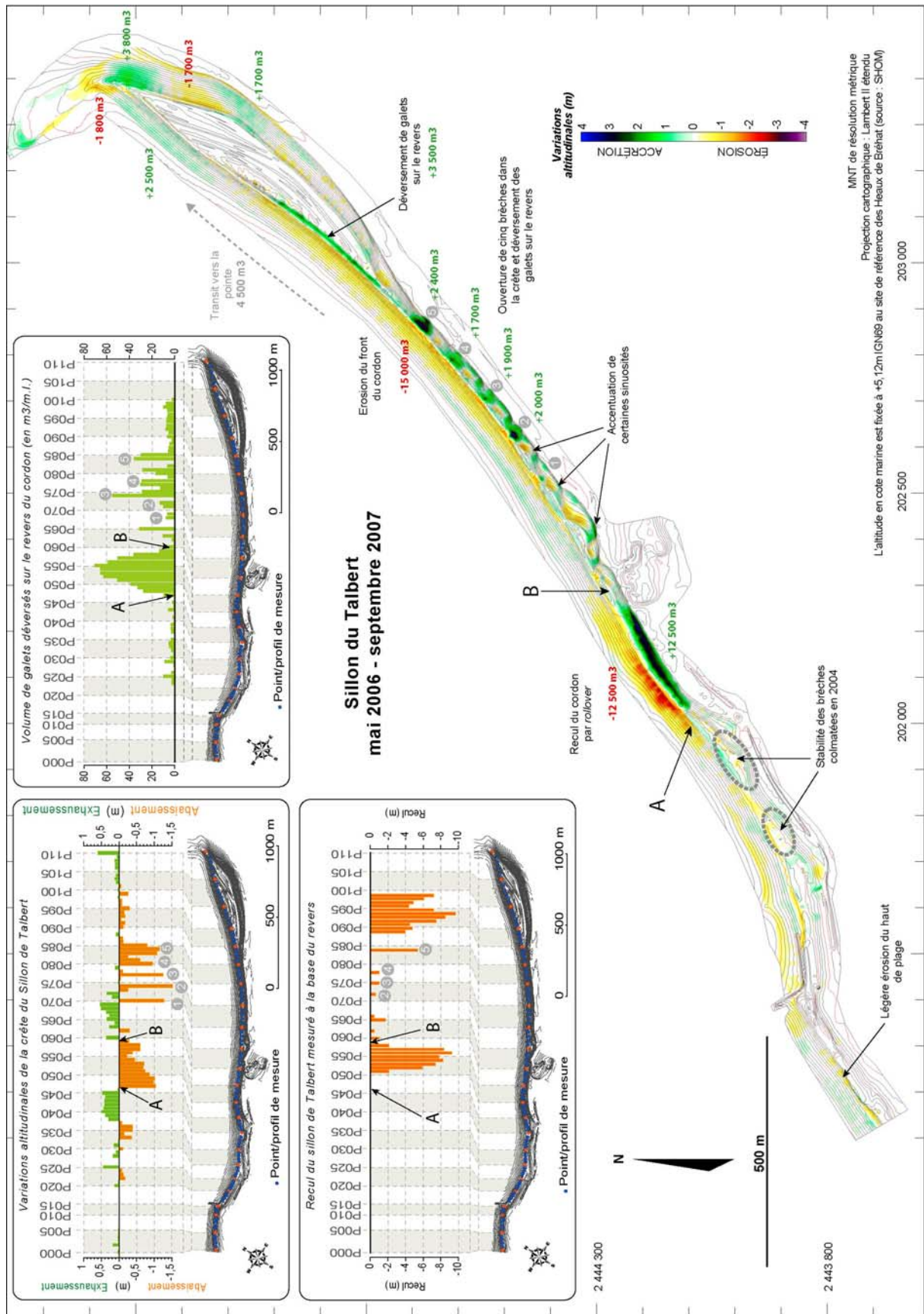


Figure 192 : Evolutions morphologiques du Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007.



Figure 193 : Brèches ouvertes dans la crête du Sillon de Talbert au cours du mois de mars 2007 (clichés : P. Stéphane, 2 avril 2007).

Afin d'analyser les évolutions morphologiques à proximité de ces brèches, un semis de points topographiques a été levé en avril 2007, quelques jours après leur ouverture dans la crête, sur une petite portion du Sillon. Ce levé nous a permis de réaliser un MNT que nous avons comparé avec les levés datant de mai 2006 et de septembre 2007. La figure 194 permet ainsi d'apprécier les situations pré- et post-érosives au niveau des brèches 3 et 4. Un phénomène de colmatage naturel peut être observé entre février et septembre 2007, traduisant l'édification d'une nouvelle crête à l'emplacement des zones d'érosion.

Enfin, les évolutions mesurées sur le crochet terminal indiquent une situation assez complexe (figure 192). Sur la première moitié de sa longueur, le crochet connaît une érosion importante. Une partie des sédiments érodés sur la plage s'est déversée sur le revers de l'accumulation ($3\ 500\text{ m}^3$), conduisant à un recul du cordon vers l'est de plusieurs mètres, entre les points P88 et P99. Il est difficile d'imputer ce recul à une véritable submersion marine, laquelle aurait provoqué un abaissement de la crête du cordon. Or, dans ce secteur, l'altitude de la crête n'a pas connu d'évolution notable. C'est donc très certainement par le biais de projections de galets par-dessus la crête, au moment du déferlement des vagues de tempête sur le haut du cordon, que s'est opéré ce recul.

Par ailleurs, une tendance à l'engraissement est observée à la pointe du Sillon (figure 192) qui a bénéficié des sédiments transportés par la dérive de plage, tandis que l'extrême pointe de la flèche a connu une modification de son orientation générale, et s'est rabattue vers l'est, sous l'influence des houles incidentes de nord-ouest.

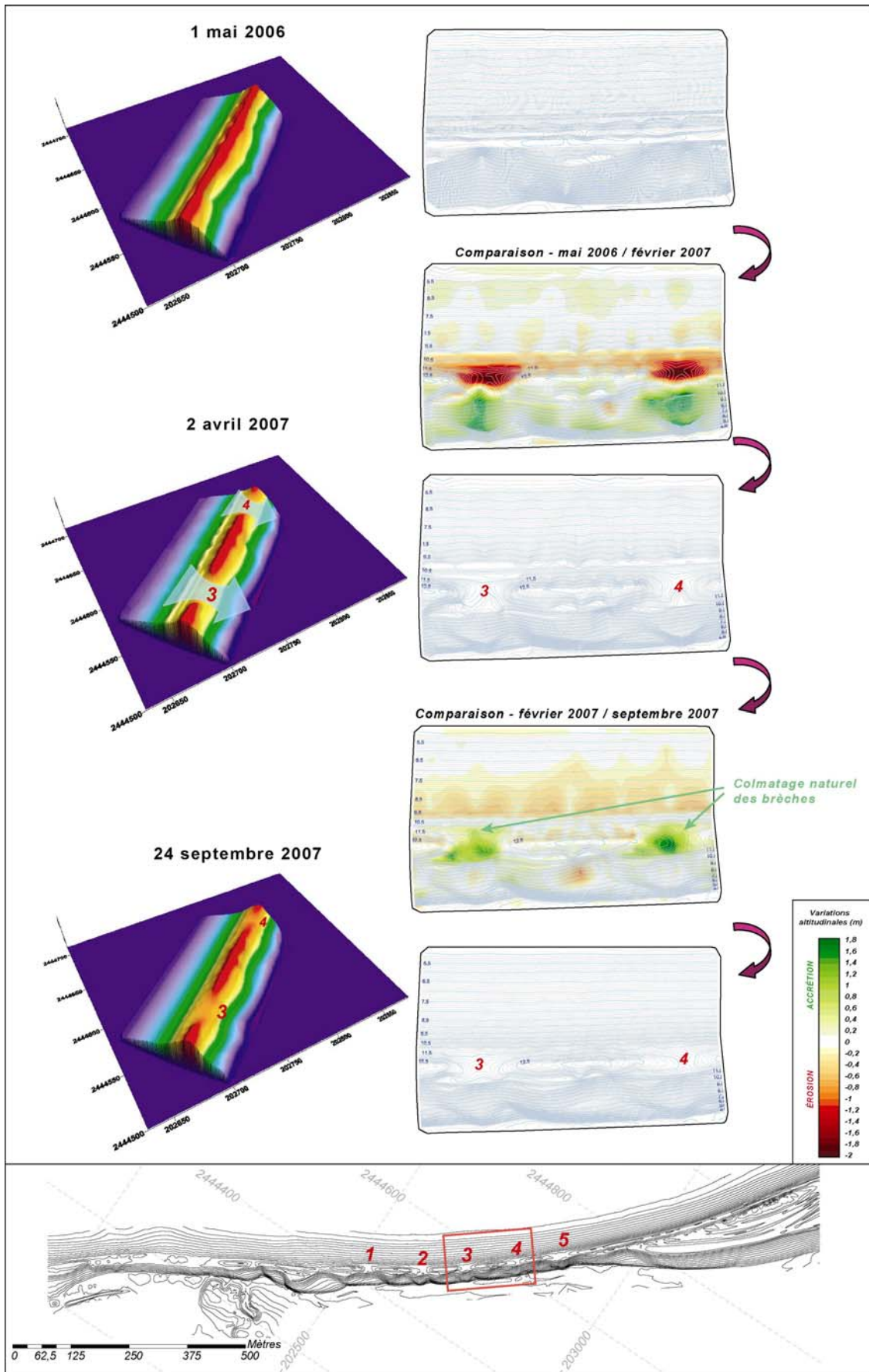


Figure 194 : Evolutions morphologiques d'une portion du Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007, avant et après l'ouverture des brèches dans la crête du cordon.

2-1-1-3- Suivi à haute fréquence le long des profils topographiques (mai 2006-septembre 2007)

Le suivi à haute fréquence réalisé le long des profils P006, P028, P048, P060, P075, P088 et P100 permet de mieux cerner dans le temps les modifications morphologiques enregistrées par le Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007.

Ainsi, les bilans sédimentaires calculés sur toute la longueur de la plage le long du profil P006 montrent une première phase de démaigrissement, entre mai et août 2006, suivie par une phase d'engraissement entre août et décembre 2006. Après cette date, la plage a enregistré une légère érosion (12 m³/m.l.) affectant essentiellement la partie haute de l'estran. La figure 195 indique que ce matériel est venu principalement nourrir le bas de plage.

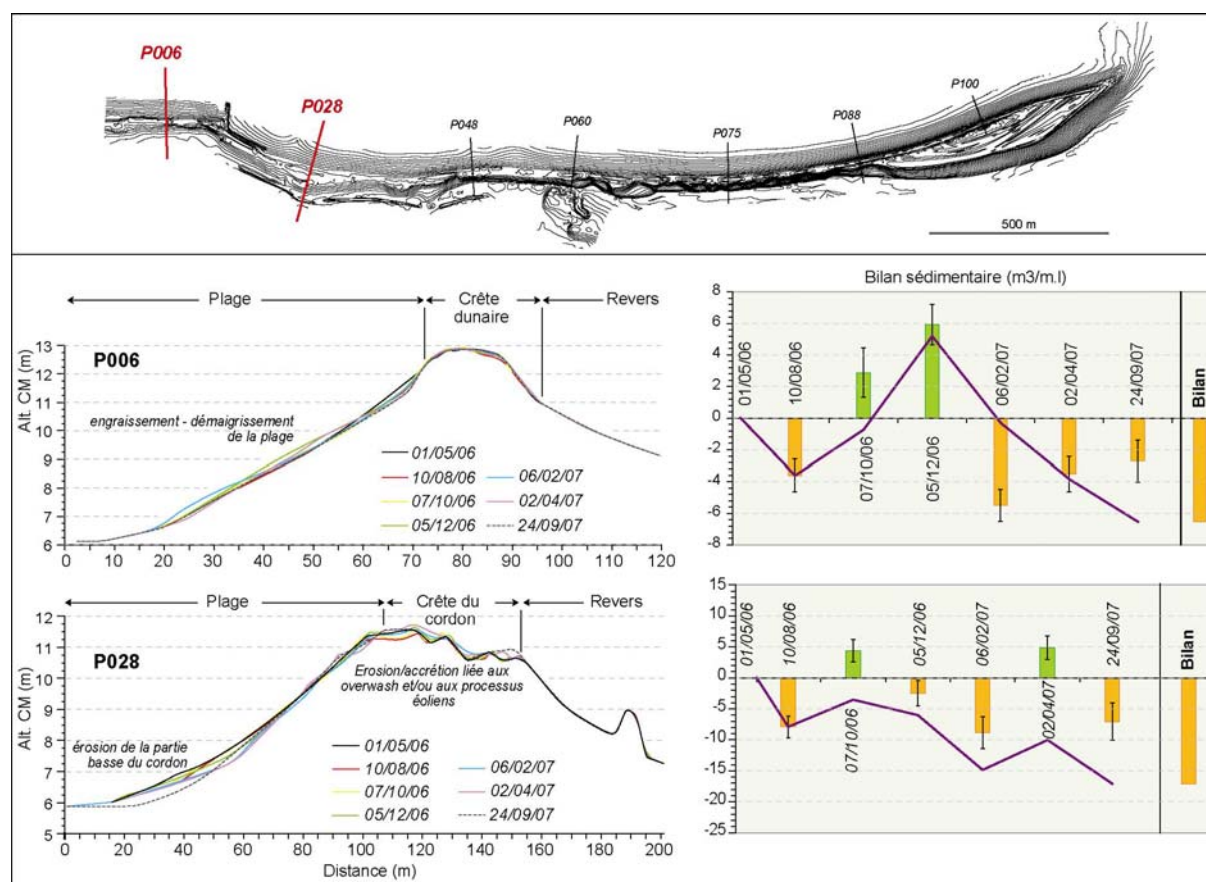


Figure 195 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long des profils P006 et P028.

Dans la partie proximale de la flèche, le suivi topographique réalisé au cours de l'hiver à proximité de ces anciennes brèches (profil P028, figure 195) montre des changements morphologiques de faible ampleur. La crête présente une topographie très changeante d'un levé à un autre. A ce niveau, elle présente une altitude relativement faible et a probablement été submergée à plusieurs reprises par les vagues de tempête. La présence d'un tapis végétal discontinu a pu favoriser le maintien de maigres dépôts d'*overwash* auxquels se sont peut-être ajoutés des dépôts éoliens. Le bas de plage, en revanche, a connu un creusement progressif entre mai 2006 et septembre 2007, responsable du bilan sédimentaire négatif enregistré par le cordon au terme de cette période (-17 m³/m.l.).

Le profil P048 se situe dans la portion du cordon ayant connu un déversement massif de galets sur le revers par « *sluicing overwash* » et un recul de plusieurs mètres par *rollover*. Le suivi que nous

avons mené indique que, dès le mois de mai 2006, le cordon a enregistré une érosion progressive de sa partie sommitale (figure 196), se traduisant par de légers déversements de galets sur le revers (*discrete overwash*). Toutefois, le recul s'est effectué essentiellement entre les mois de février et avril 2007 et peut être associé à un épisode de submersion particulièrement morphogène survenu au mois de mars, sur lequel nous reviendrons ultérieurement. Par la suite, la crête s'est reformée peu à peu.

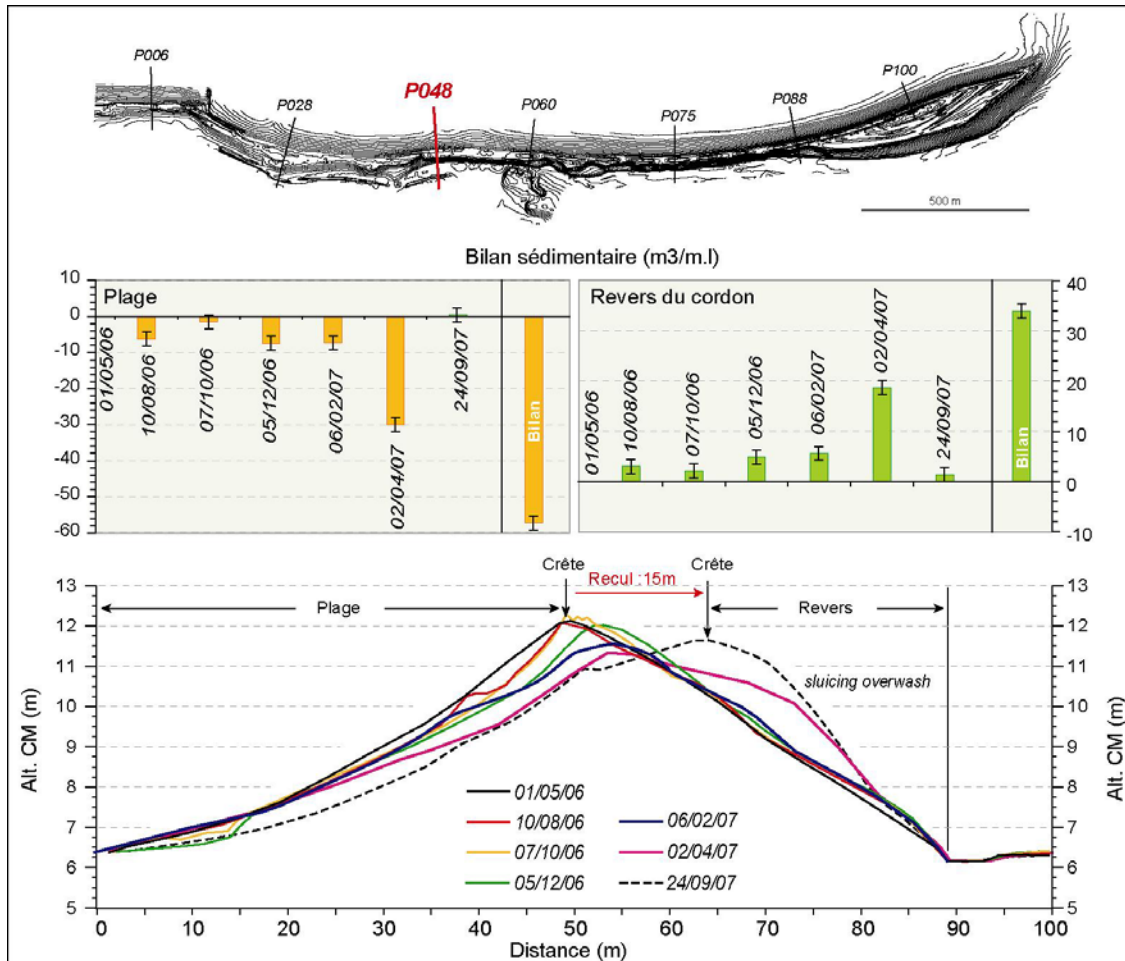


Figure 196 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P048.

Dans la partie médiane du cordon, aucun profil faisant l'objet d'un suivi topographique à haute fréquence ne se situe dans l'axe des cinq brèches ouvertes dans la crête. Ainsi, le profil P060 montre simplement la formation et le déplacement de bermes sur le haut du cordon (figure 197). Certes, de légers déversements de galets sur le revers traduisent un ou plusieurs événements de « *discrete overwash* ». Toutefois, les volumes de galets mobilisés sont nettement moindres qu'au sein des différentes brèches. Ainsi, dans l'ensemble, le revers ne connaît pas de recul, mais reste sujet à une certaine mobilité à travers l'édification de levées de galets sous l'action des jets de rive produits par le déferlement des houles secondaires de nord-est.

Le profil P075 est situé à une vingtaine de mètres de l'une des brèches ouvertes dans la crête du cordon (figure 198). Le suivi réalisé entre les mois de mai 2006 et septembre 2007 montre, tout d'abord, un engraissement de la partie supérieure du cordon par la mise en place de bermes, à travers les processus d'*overtopping*, entre mai 2006 et août 2006. Le cordon présente alors un profil plus redressé, augmentant sa réflectivité face aux houles.

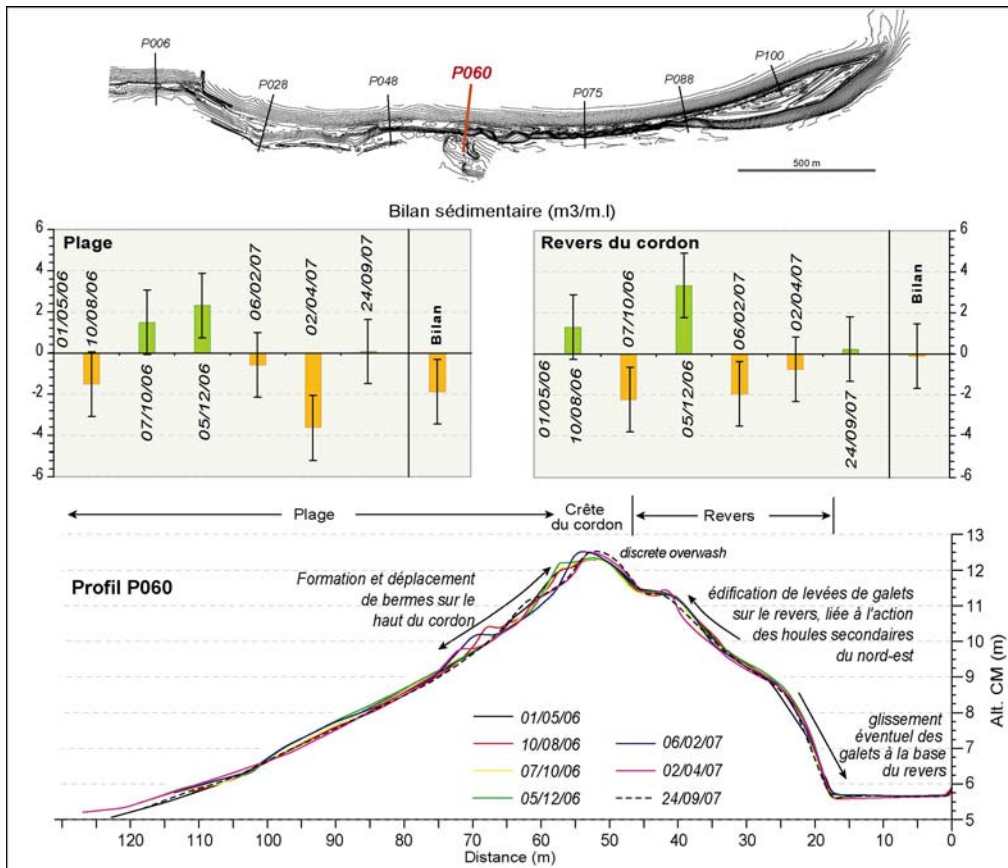


Figure 197 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P060.

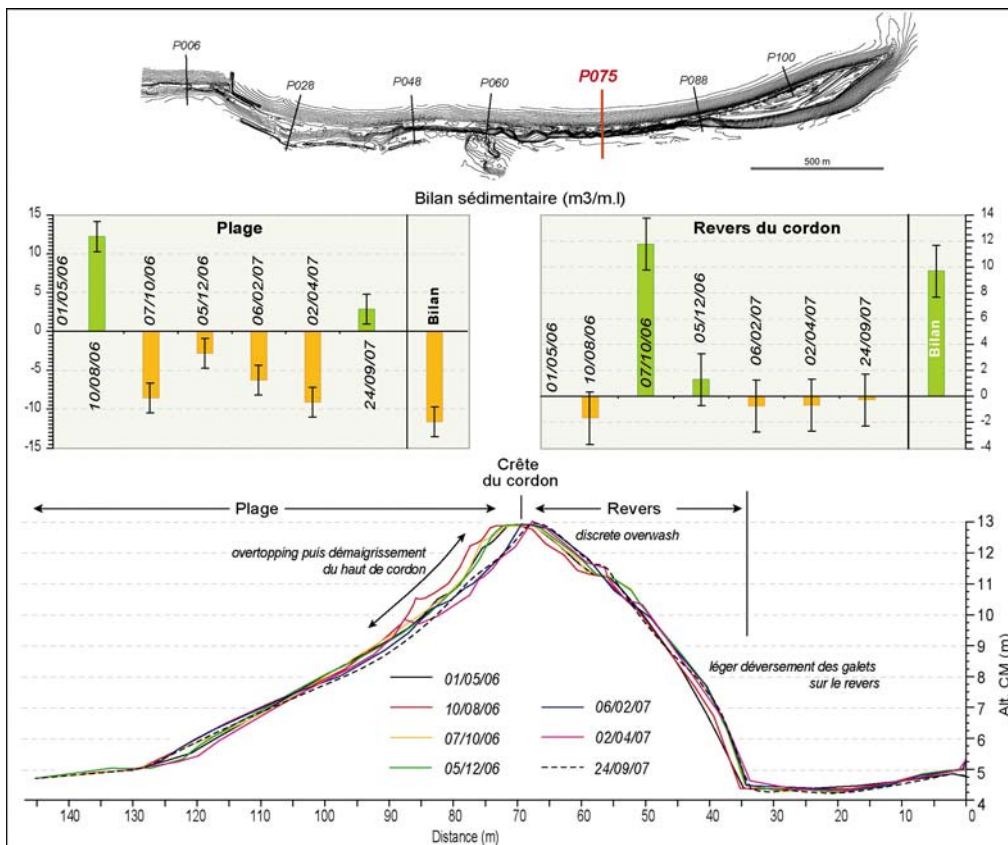


Figure 198 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P075.

Entre les mois d'août et d'octobre 2006, débute le démaigrissement de la partie haute du cordon, tandis que les galets sont déversés sur le revers, lors d'un épisode de « *discrete overwash* » (photographie 31). Par la suite, l'érosion sommitale du cordon se poursuit jusqu'en avril 2007, sans toutefois se solder par un transfert de sédiments en arrière de l'accumulation, comme le montrent les bilans sédimentaires calculés à la fois sur la plage et sur le revers du cordon (figure 198). Durant cette période, les transferts de matériel sont principalement longitudinaux et s'orientent vers la pointe de la flèche. En effet, la comparaison des MNT de mai 2006 et de septembre 2007 (figure 192) a permis d'estimer ce transfert à environ 4 500 m³.



Photographie 31 : « *Discrete overwash* » au niveau du profil P075 (Cliché : J.-M. Cariolet, février 2007).

Dans la partie médiane également, le suivi mené le long du profil P088 présente de nombreuses lacunes (tableau 14) car aucun levé n'a été effectué entre août 2006 et septembre 2007. Néanmoins, il est possible d'observer une phase d'engraissement du front du cordon entre mai 2006 et août 2006, suivie d'une phase de démaigrissement jusqu'en septembre 2007 (figure 199). Le cordon perd environ 16 m³/m.l. sur l'ensemble de la période. Les bilans sédimentaires montrent que, seule, une petite partie du matériel érodé est déversée sur le revers (1,7 m³/m.l.) à l'occasion d'épisodes de « *discrete overwash* ». Il semble donc que, dans ce secteur, la majorité du matériel prélevé sur le front du cordon soit mise en mouvement vers l'extrémité distale de la flèche. La possibilité d'un transport vers l'une des brèches ouvertes dans la crête n'est également pas à exclure, le profil P088 étant situé à proximité d'une d'entre elles.

Enfin, dans la partie distale du Sillon, le profil P100 ne montre aucune évolution significative (figure 200). Il est situé légèrement au nord de la portion du crochet ayant connu un recul. La partie sommitale semble avoir été légèrement érodée favorisant l'engraissement du revers par le biais de projections de tempête lors d'un épisode de haut niveau d'eau. Toutefois, cet événement morphogène n'a pas pu être identifié par notre suivi bimestriel en raison des nombreuses lacunes dans l'acquisition des données topo-morphologiques (tableau 14).

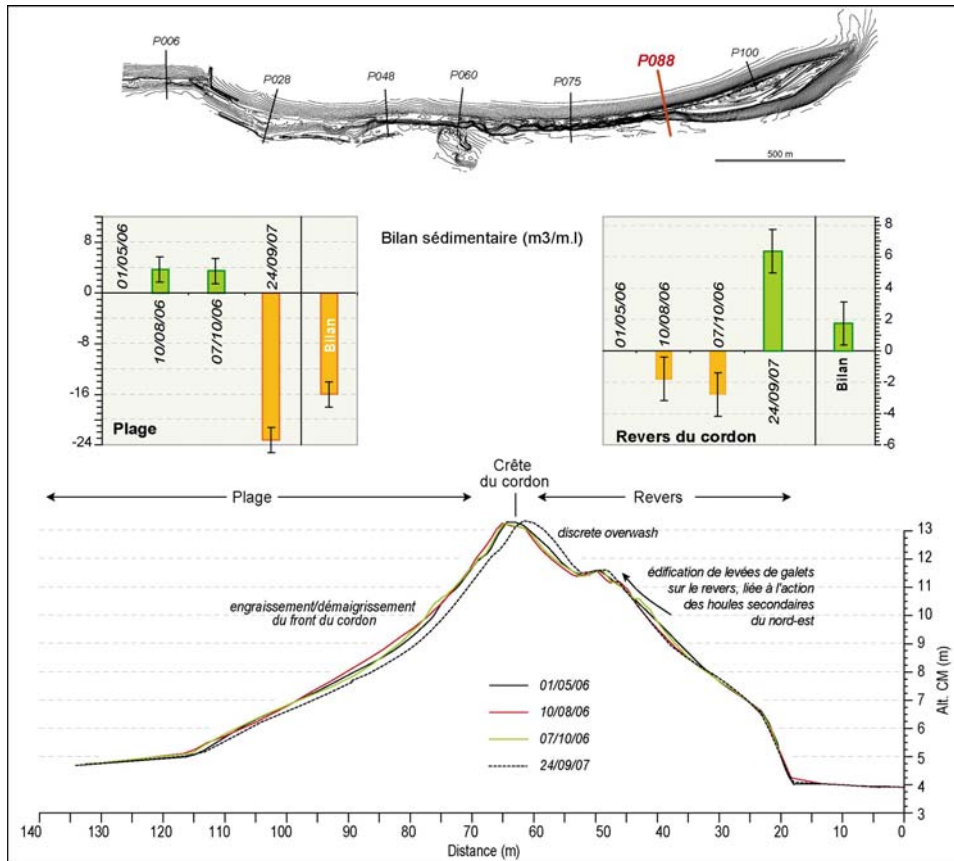


Figure 199 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P088.

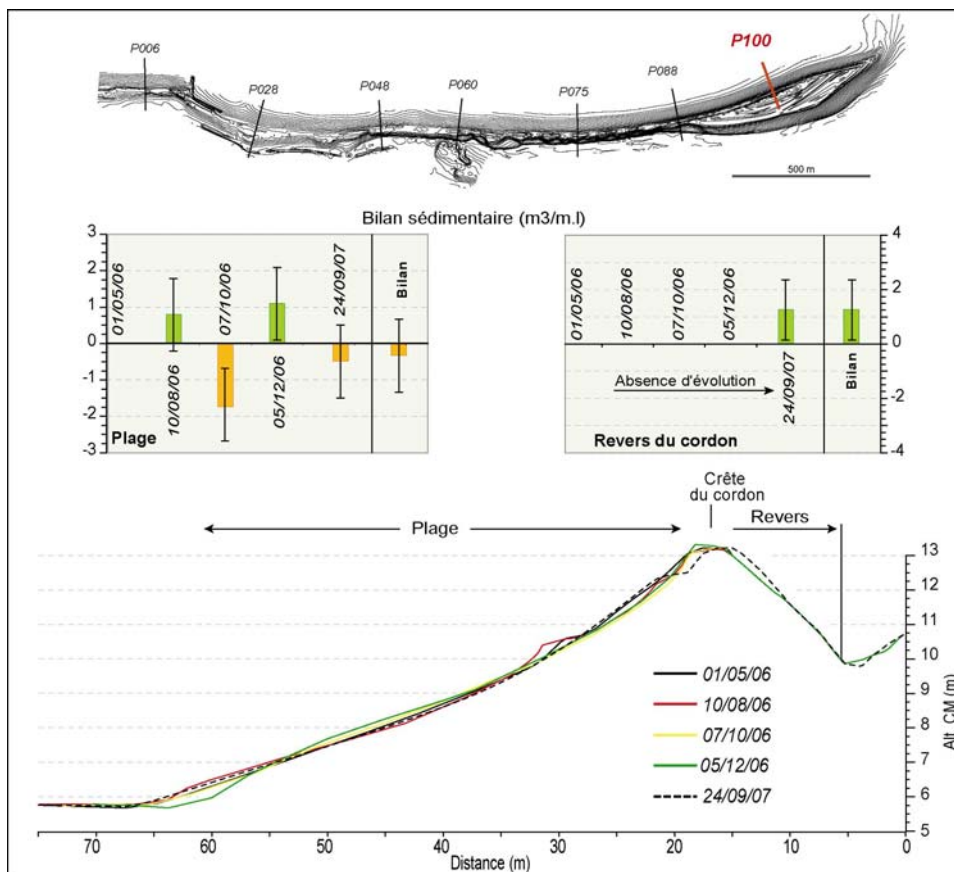


Figure 200 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P100.

2-1-1-4- Impact morphologique de la tempête « Johanna » du 10-11 mars 2008

Dans la partie précédente de notre travail, nous avons évoqué rapidement l'impact particulièrement morphogène de la tempête baptisée « Johanna », survenue en période de vive-eau, les 10 et 11 mars 2008. Alerté par les gestionnaires du Sillon de Talbert, nous avons effectué un levé de l'altitude de la crête et de la position du revers sur le site le 19 mars 2008 (tableau 14), afin d'évaluer l'impact morphologique de cet épisode météo-marin exceptionnel. Les levés ont porté sur la mesure de l'altitude de la crête et sur la position de la base du revers, tout le long de la flèche. Les résultats de ces mesures ont été reportés sur la figure 201.

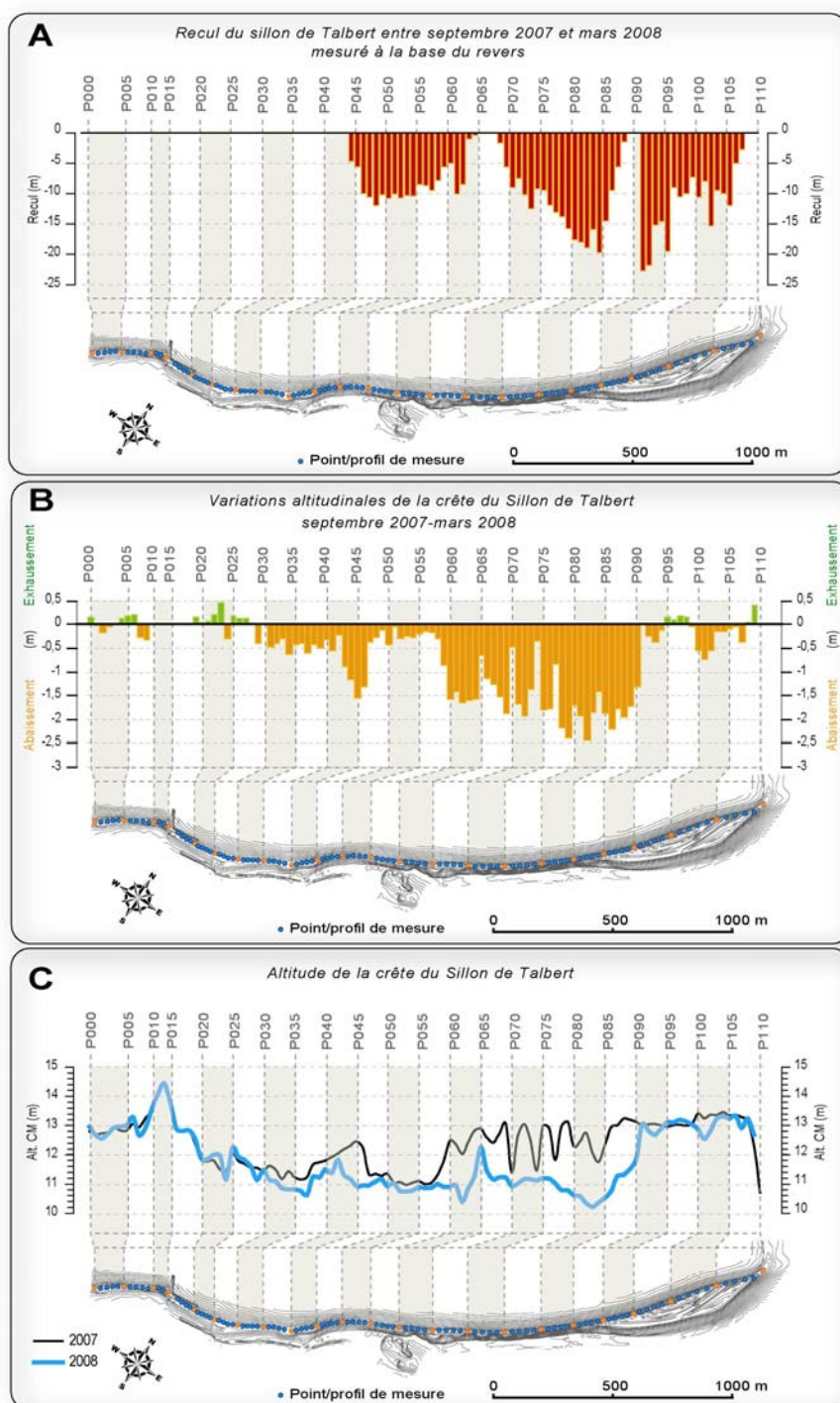


Figure 201 : Evolution morphologique du Sillon de Talbert entre septembre 2007 et mars 2008.

Au cours de cet épisode, les parties médiane et distale du Sillon ont enregistré un retrait considérable vers l'est (figure 201A). Du profil P044 au profil P107, le cordon a reculé de 10 m en moyenne. Par endroits, toutefois, les valeurs de recul ont dépassé 20 m. Un tel retrait est d'autant plus spectaculaire entre les profils P080 et P085 que le cordon présente une très forte inertie et exige donc des conditions hydrodynamiques et météo-marines exceptionnelles pour entraîner un recul aussi important. Par ailleurs, la racine du Sillon et la partie proximale ont également connu une érosion importante liée à des phénomènes de submersion (photographies 32 et 33), mais, la position du revers étant difficile à déterminer précisément, les valeurs de recul n'ont pu y être mesurées.



Photographie 32 : Impacts morphologiques de la tempête "Johanna" du 10 et 11 mars 2007. A. Nappe de submersion sur la racine dunaire du Sillon de Talbert. B. Dépôts d'overwash au sommet de la dune. C. Projections de galets et blocs par les vagues au sommet de la dune. D. Jet de rive précédant la submersion sur la partie proximale du Sillon. (Clichés : J. Houron, Conservatoire du Littoral, 11 mars 2007).

A ce recul s'est ajouté un abaissement important de la crête, entre les profils P030 et P090 (figure 201B). Sur toute la partie médiane, le cordon a perdu 2 m de hauteur en moyenne, correspondant à l'épaisseur de galets en *openwork* qui forment le sommet de l'accumulation. Cette remobilisation complète de la crête correspond au « *sluicing overwash* » (Orford *et al.*, 1991). Sur les secteurs dont la crête avait été précédemment déversée sur le revers durant l'hiver 2006-2007 (e.g. de P046 à P059), l'abaissement a été de moindre ampleur. Il semble donc qu'en période de tempête, la couche de galets qui coiffe le cordon soit plus facilement mobilisable que le mélange assez hétérométrique de sable et de matériel grossier qui constitue le reste de l'édifice sédimentaire.

Comme l'a montré Costa (2005), la fraction sableuse interstitielle des cordons de galets constitue un frein aux transferts sédimentaires.

Enfin, il convient de noter un exhaussement localisé de la crête à la racine de la flèche qu'il faut attribuer aux dépôts d'*overwash*, relativement épais par endroits (photographie 32B).

A l'issue de cet épisode tempétueux, le sommet du cordon s'est considérablement abaissé dans ses parties proximale et médiane, culminant seulement à 11 m CM en moyenne (figure 201C). La flèche est donc dorénavant très sensible aux phénomènes de submersion marine. Certes, la reconstitution progressive de la crête par les processus d'*overtopping* est à prévoir à plus ou moins long terme. Le colmatage naturel des brèches ouvertes durant l'hiver 2006/2007 prouve la rapidité des mécanismes de reconstruction du cordon, notamment dans la partie médiane du Sillon de Talbert. Un nouvel événement tempétueux pourrait toutefois mettre à mal un édifice sédimentaire désormais fragilisé. La poursuite du suivi topo-morphologique devrait donc permettre d'évaluer la rapidité à laquelle s'effectuent les processus d'auto-organisation sur cette flèche.



Photographie 33 : Impacts morphologiques de la tempête "Johanna" du 10 et 11 mars 2007. A. Lobe de débordement venant s'accoler au cordon artificiel sur le revers du Sillon de Talbert (partie proximale). B. Dans la partie médiane de la flèche, le cordon a été écrêté lors de la tempête et la partie sommitale présente une morphologie très aplatie. C. En avant de la flèche sur l'estran, le recul du cordon a atteint une vingtaine de mètres par endroits et n'a laissé sur place qu'un matériel résiduel. D. Choux marin partiellement déraciné au sommet du Sillon dans la partie distale, attestant un abaissement significatif de la crête. (Clichés A, B, D : J. Houron, Conservatoire du Littoral, 12 mars 2007; cliché C : P. Stéphane, 19 mars 2007).

2-1-1-5- Synthèse et bilan des évolutions morphologiques entre 2002 et 2007

En somme, il convient d'insister sur le caractère très épisodique du recul du Sillon de Talbert qui, sur une échelle de temps pluri-annuelle, s'effectue par à-coups à l'occasion d'épisodes météorologiques exceptionnels, tels que la tempête « Johanna » des 10 et 11 mars 2007. Ce recul est entrecoupé de longues phases de stabilité au cours desquelles l'édifice sédimentaire tend à se consolider. La crête s'exhausse progressivement par le biais des processus d'*overtopping*. La face externe du cordon voit la mise en place de micro-formes caractéristiques des estrans réfléchissants (bermes, croissants de plage) et connaît un amaigrissement progressif, sur les sections médiane et distale, associé à un départ de matériel, transporté par la dérive de plage vers la pointe de la flèche. En effet, même si le Sillon de Talbert se présente comme une flèche de type SAB, il connaît tout de même un certain transit longitudinal. Ainsi, les volumes mis en mouvement le long du cordon peuvent atteindre 4 500 m³/an, comme l'a montré la comparaison des levés effectués en mai 2006 et en septembre 2007. Sur le revers, les houles secondaires de nord-est donnent naissance à une dérive orientée sud-ouest qui tend à ramener vers la racine du cordon une partie des sédiments accumulés dans la partie distale. Le transit est estimé à 700 m³/an et compense partiellement le phénomène de macro-cannibalisation du Sillon. Ce transit s'organise sous la forme de lobes de galets. La migration de ces formes entraîne une exagération progressive des concavités qui constituent alors des points de faiblesse au niveau desquels le volume du cordon et la largeur de la crête sont progressivement amoindris. Dès lors, un seul épisode de submersion suffit aux vagues pour exploiter ces points de faiblesse et entraîner l'ouverture de brèches dans la partie sommitale du cordon.

2-1-2- Le recul régulier de la flèche de Mengleuz

A l'échelle des cinquante dernières années, la flèche de Mengleuz a enregistré les valeurs de recul par *rollover* parmi les plus rapides de la rade de Brest. Cette érosion est liée à une série de modifications morphologiques d'origine anthropique (ouverture d'une brèche, prélèvements sédimentaires) ayant entraîné l'individualisation de deux sections au sein de la flèche : une section est toujours alimentée par la dérive de plage et une section ouest déconnectée de ces principales sources sédimentaires que sont les falaises schisteuses situées à l'ouest de ce secteur. Entre janvier 2004 et décembre 2007, un suivi topo-morphologique a été entrepris à une fréquence semestrielle (tableau 15).

Années	Date	MNT		Profils P01 > P016	Crête/ Revers	Type de levé	Source
		Complet	Partiel				
2004	09 janv.	X	-	X	X	Tachéom.	Géomer
	13 oct.	X	-	X	X	Tachéom.	Géomer
2005	21 avr.	X	-	X	X	DGPS	Géomer
	03 oct.	X	-	X	X	DGPS	Géomer
	05 dec.	X	-	X	X	DGPS	Géomer
2006	04 avr.	X	-	X	X	DGPS	Géomer
	10 oct.	X	-	X	X	DGPS	Géomer
2007	05 avr.	X	-	X	X	DGPS	Géomer
	12 dec.	X	-	X	X	DGPS	Géomer

X : levé de terrain X : donnée extraite du MNT - : lacune

Tableau 15 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur le site de Mengleuz.

Les résultats présentés dans la figure 202 ont été obtenus en comparant les levés de janvier 2004 avec ceux de décembre 2007. Sur ce site, nous n'avons pas jugé utile de présenter les changements morphologiques enregistrés d'un levé à un autre, dans la mesure où toutes les évolutions suivent grossièrement la même tendance. Les différents MNT réalisés lors de cette étude sont néanmoins présentés en annexe (annexe 8).

Les bilans sédimentaires calculés sur les différentes unités morphologiques de la flèche de Mengleuz ont tout de même été reportés sur les graphiques A, B et C qui composent la figure 202. Ces résultats montrent des tendances évolutives très différentes sur chacune des sections orientale et occidentale de la flèche.

Sur la section orientale, le front du cordon a connu un démaigrissement constant entre janvier 2004 et décembre 2007. Les bilans sédimentaires montrent parfois des valeurs positives, mais bien trop faibles pour être significatives (graphique A, figure 202). Au cours de notre période d'observation, l'érosion se chiffre à $675 \pm 104 \text{ m}^3$ et affecte préférentiellement la partie sommitale du cordon. Parallèlement, le revers a enregistré un engraissement estimé à $940 \pm 45 \text{ m}^3$, correspondant aux volumes sédimentaires régulièrement déversés en arrière de l'édifice lors des submersions marines. Ces déversements se sont opérés préférentiellement durant les périodes hivernales, entre les mois d'octobre et avril, au cours desquelles les vagues ont été probablement plus morphogènes que durant les périodes estivales.

Au total, l'érosion frontale et l'engraissement consécutif du revers traduisent un recul de la flèche par *rollover*, que les profils 8, 10 et 14 mettent clairement en évidence (figure 203). Ce recul a été mesuré le long des mêmes transects utilisés pour l'analyse des photographies aériennes, réalisée dans la deuxième partie de notre travail. Sur les quatre années d'observation topo-morphologique, la flèche a enregistré un recul moyen d'environ 2 m, à une vitesse légèrement moindre que celle observée au cours des trente dernières années à partir des clichés aériens. Par endroits, le recul du cordon a dépassé 4 m, notamment au niveau du transect P11 (figure 204) où le cordon s'est progressivement recourbé sous la forme d'un crochet médian. Le développement de cette forme vers l'est a été facilité par la présence, sur le revers, d'une langue de schorre topographiquement plus élevée (figure 203). Aussi, un moindre volume de sédiments a été nécessaire pour permettre son élongation. Cette évolution témoigne d'un processus actuel de micro-cannibalisation qui tend désormais à individualiser deux sous-cellules hydrosédimentaires au sein du cordon : une sous-cellule proximale et une sous-cellule distale (figure 202). Chacune d'elles fonctionne désormais de manière indépendante et l'ouverture d'une brèche est à craindre dans un proche avenir, immédiatement en aval-dérive du crochet médian (Stéphan *et al.*, 2005a).

Enfin, il est intéressant d'observer que cette section de la flèche de Mengleuz enregistre malgré tout un bilan sédimentaire positif au terme des quatre années de suivi topo-morphologique (graphique C, figure 202). Les volumes déposés sur le revers du cordon sont presque toujours supérieurs à ceux prélevés par les vagues sur la partie frontale. Or, en toute logique, ces volumes devraient être identiques, l'accumulation roulant sur elle-même en conservant son volume initial. Il semble donc que ce secteur bénéficie actuellement d'apports sédimentaires que l'on peut estimer à environ 300 m^3 au cours des quatre années de suivi. Ces apports ne sont pas négligeables puisqu'ils représentent environ 2 % du volume total de cette section de la flèche.

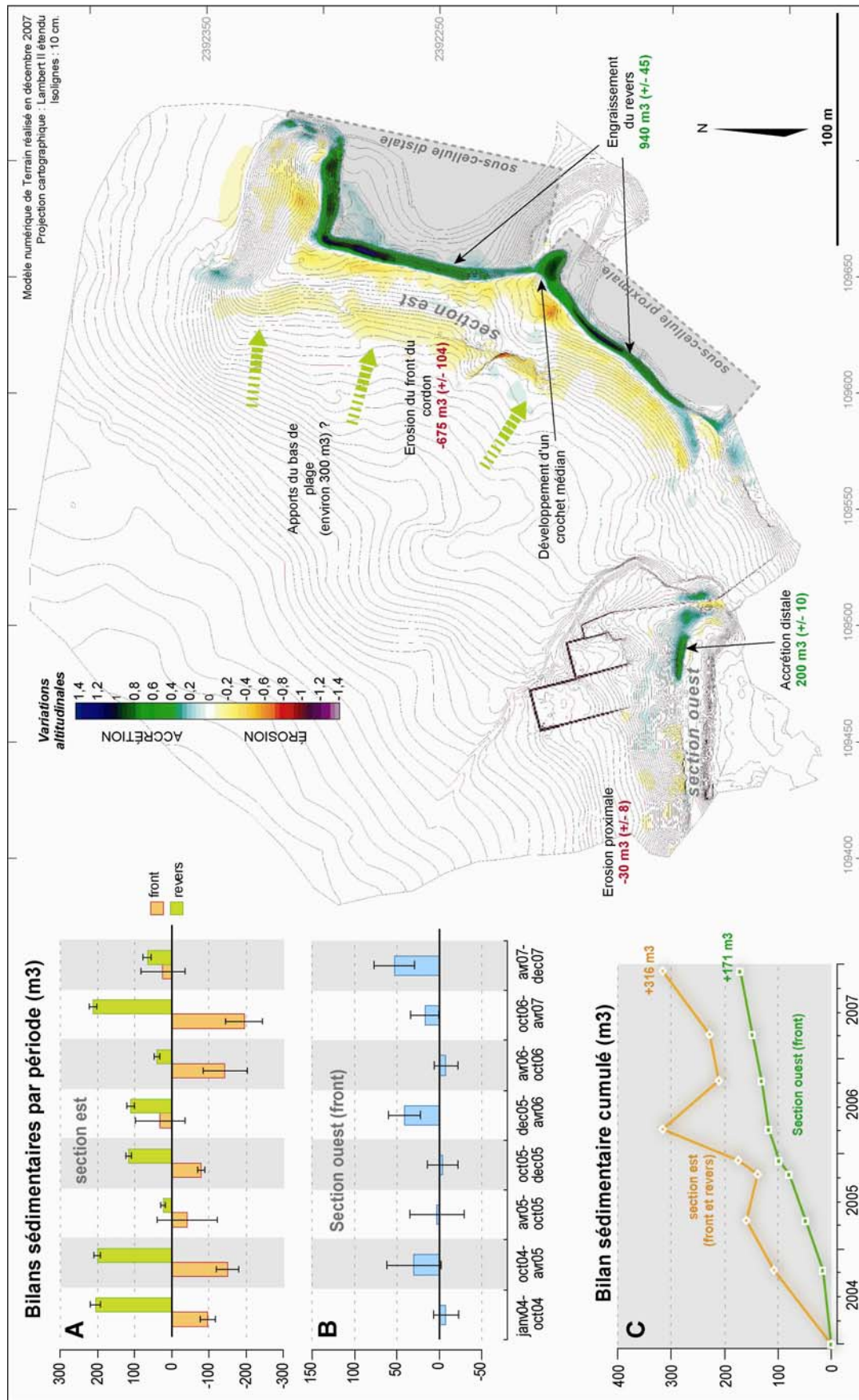


Figure 202 : Evolution topo-morphologique de la flèche de Mengleuz et bilans sédimentaires calculés à partir des différents levés topographiques réalisés entre les mois de janvier 2004 et décembre 2007.

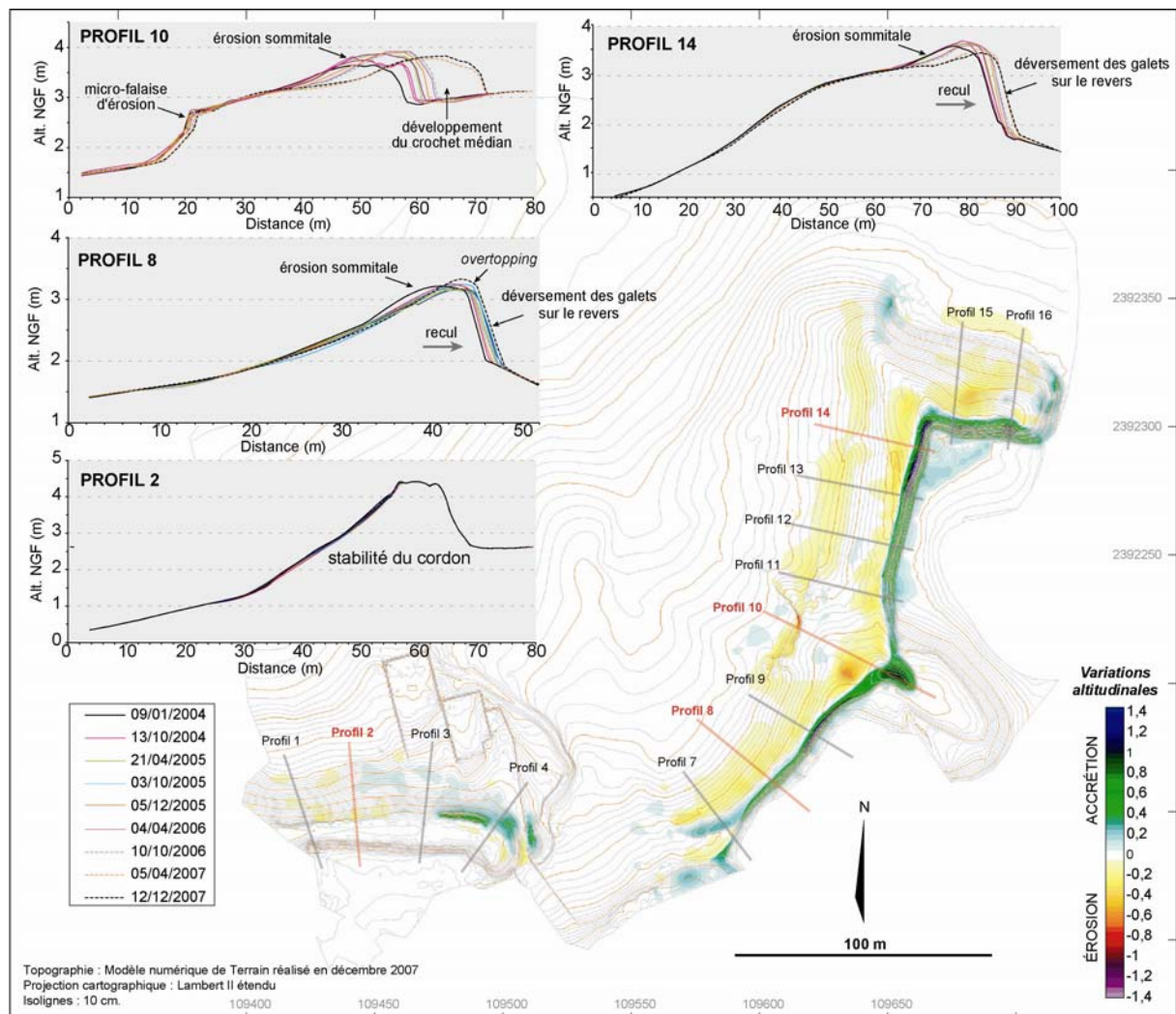


Figure 203 : Evolution topo-morphologique de la flèche de Mengleuz à partir de quelques profils topographiques réalisés entre les mois de janvier 2004 et décembre 2007.

Ce matériel ne peut provenir des secteurs d'alimentation situés à l'ouest. En effet, un cours d'eau particulièrement encaissé sur l'estran interrompt la continuité du transit sédimentaire vers l'est et exporte le matériel vers le bas de plage. Ces apports proviennent donc vraisemblablement de la plage constituant le bas d'estran, composée d'un matériel sablo-graveleux et découvrant sur plusieurs centaines de mètres à basse mer. Malheureusement, les levés topographiques que nous avons réalisés n'ont pas porté systématiquement sur les parties basses de l'estran, et il nous est difficile de vérifier si ces apports sont l'expression d'un abaissement topographique du bas de plage. Toutefois, ce type de mesure a été réalisé sur le site de Troaon que nous étudierons en détail par la suite. Dans ce secteur, une série de rides de hauteur décimétrique marque la topographie de la plage de bas d'estran et migre progressivement vers la flèche, contribuant à son alimentation. Il est donc probable qu'un processus similaire soit observé en avant de la flèche de Mengleuz.

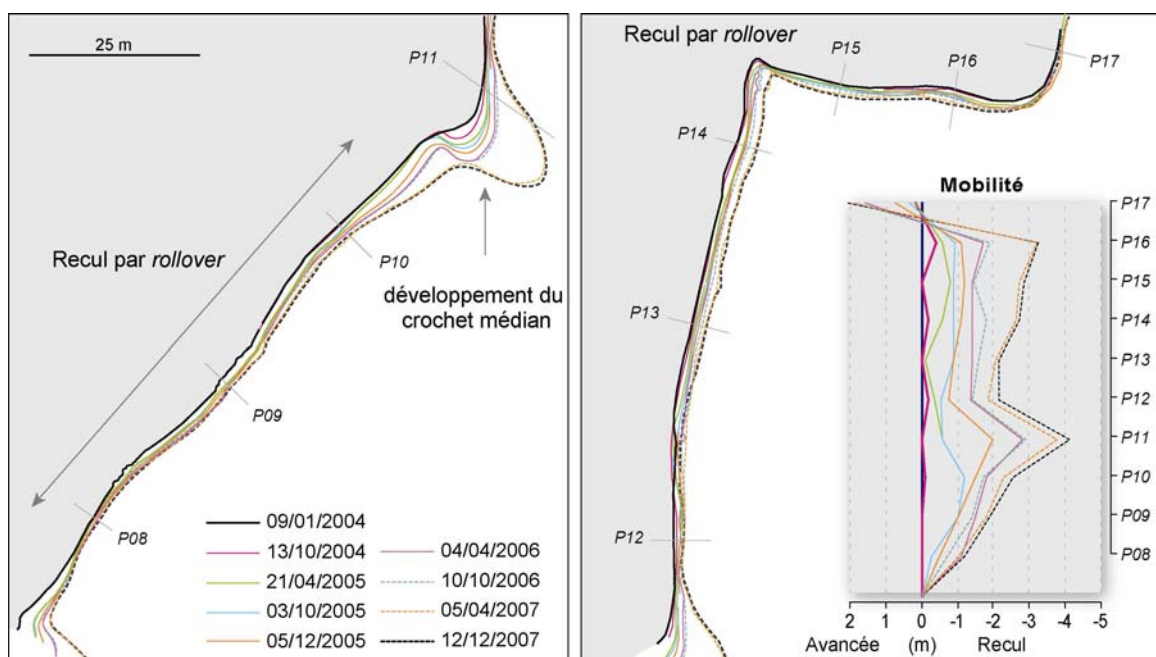
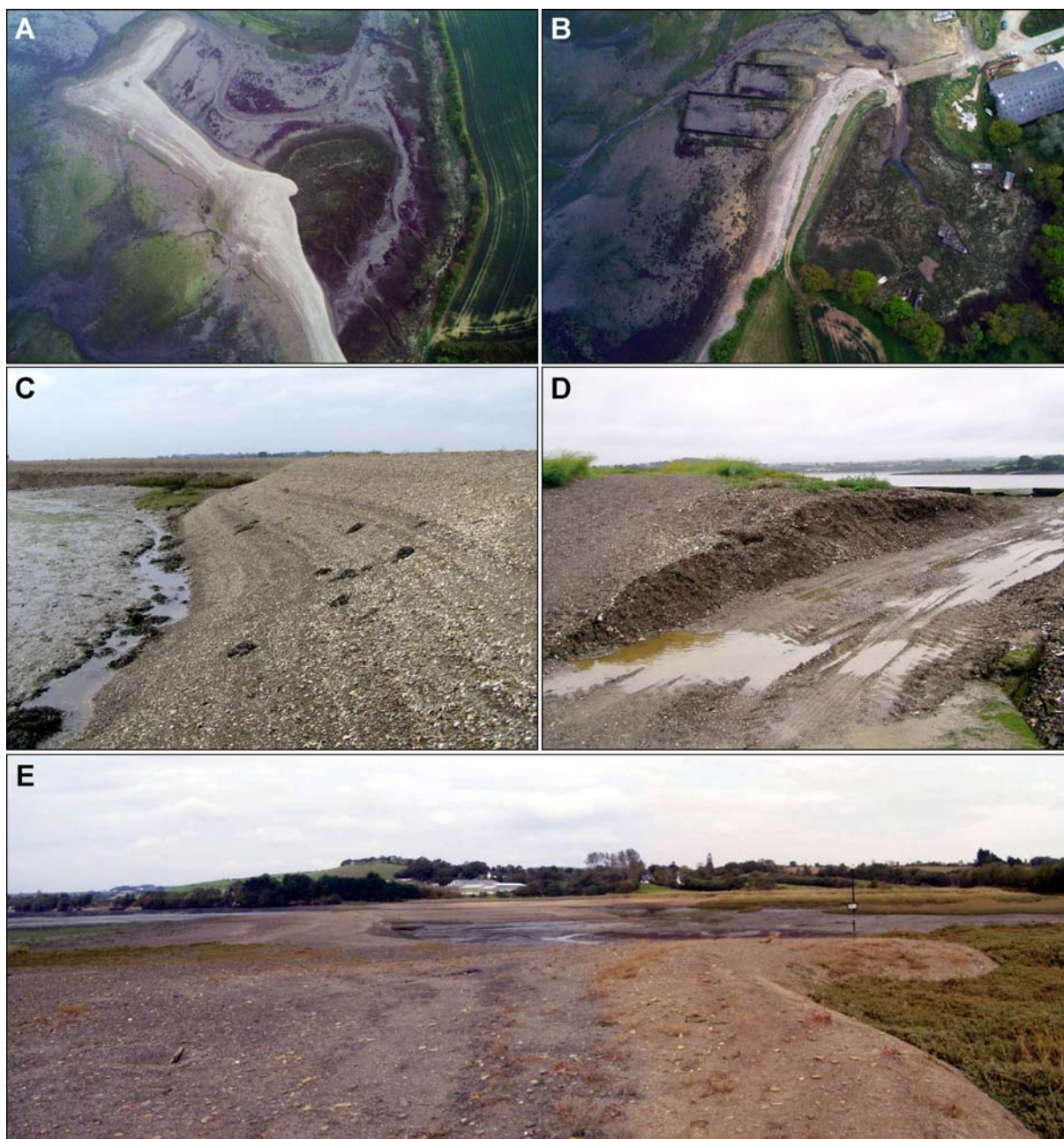


Figure 204 : Mobilité de la section orientale de la flèche de Mengleuz entre les mois de janvier 2004 et décembre 2007.

Par ailleurs, la section occidentale de la flèche de Mengleuz montre une tendance évolutive très différente au cours de notre période d'observation. Le cordon se caractérise par une absence de recul, probablement liée à l'altitude élevée de la crête qui limite les phénomènes de submersion marine. Cette section bénéficie des apports provenant des falaises adjacentes et montre une tendance régulière à l'engraissement (graphique C, figure 202). Les apports transportés par le biais de la dérive de plage au cours des quatre années de suivi peuvent être estimés à 170 m^3 . Dans le détail, toutefois, la flèche montre une légère érosion dans sa partie proximale tandis que sa partie distale connaît un engraissement important. Cette accrétion entraîne un allongement de la flèche vers l'est, recouvrant progressivement la cale permettant aux ostréiculteurs d'accéder à l'estran. Ce matériel est fréquemment déblayé (photographie 34D) avant d'être déposé au sommet du cordon.

2-2- La rupture d'une flèche : le cas du Loc'h

Le suivi topo-morphologique réalisé sur le site du Loc'h entre février 2004 et décembre 2007 (tableau 16, annexe 9) fait suite à l'ouverture d'une brèche dans la flèche interne au mois de décembre 2003 dont nous avons parlé précédemment. Cette rupture a entraîné une modification générale de l'écoulement des eaux au moment du flot et du jusant, renforçant l'action morphogène des courants de marée sur la flèche externe. En effet, l'ancien chenal de marée, par lequel s'effectuaient auparavant les échanges entre la mer et l'étang du Loc'h, a été brusquement abandonné au profit de la brèche (figure 205C).



Photographie 34 : Vues aériennes obliques des sections est (A) et ouest (B) de la flèche de Mengleuz obtenues à partir d'un survol de drone (clichés : C. Delacourt, mai 2006). C. Revers du cordon sur la section orientale de la flèche de Mengleuz (cliché : P. Stéphane, octobre 2006). D. Pointe de la section occidentale de la flèche de Mengleuz fraîchement déblayée par un engin motorisé afin de nettoyer la cale d'accès à l'estran (cliché : P. Stéphane, octobre 2006). E. Crochet médian sur la section est de la flèche.

En offrant une voie plus directe et plus large vers la mer, la rupture du cordon interne a permis le remplissage et la vidange de l'étang du Loc'h en un temps réduit, ayant pour effet un renforcement local des courants de marée et l'érosion de la flèche externe (figure 206).

Années	Date	MNT		Profils		Crête/ Revers	Type de levé	Source
		Complet	Partiel	P01	P02			
2004	05 fev.	X	-	X	X	X	Tachéom.	Géomer
	28 oct.	X	-	X	X	X	Tachéom.	Géomer
2005	18-20 avr.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
	02-08 nov.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
2006	23 mai	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
	09 oct.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
2007	12 avr.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
	10 dec.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer

X : levé de terrain X : donnée extraite du MNT - : lacune

Tableau 16 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur le site du Loc'h.

A proximité immédiate de la brèche, les modifications de la topographie ont été particulièrement rapides et atteste d'un changement radical du fonctionnement morphosédimentaire de ce secteur. Les courants de vidange, s'échappant de l'étang du Loc'h à marée descendante, ont été contraints de décrire un coude au sortir de la brèche (photographie 35). Ils sont venus saper progressivement le revers de la flèche externe qui a perdu 265 m³ de sédiments entre février 2004 et décembre 2007 (graphique 2, figure 206). Le profil 2 indique que ce phénomène contribue à un abaissement progressif de la crête du cordon. Ce dernier devient alors plus sensible aux submersions marines. Au sapement du revers par les courants de marée s'ajoute donc probablement un déversement fréquent de matériel sous l'action des vagues submergeant le cordon.

Les volumes érodés dans ce secteur sont venus, pour partie, tapisser le fond de la gorge qui, après avoir connu une phase d'incision entre les mois de février et d'octobre 2004, s'est peu à peu colmatée. En décembre 2007, ce matériel représentait un volume d'environ 176 m³ (graphique 3, figure 206). Par ailleurs, une autre partie des galets érodés à proximité de la brèche a été progressivement transportée jusqu'au bas de l'estran où elle a contribué à l'alimentation d'un vaste delta de jusant. Ce delta était déjà présent en février 2004 et s'est mis en place en quelques semaines seulement, après l'ouverture de la brèche dans le cordon interne (Stéphan, 2004). Entre février 2004 et décembre 2007, il a connu un engraissement estimé à 170 m³.

En outre, la rupture du cordon interne a entraîné une importante érosion de la vasière située en arrière (figure 206). Le changement dans la circulation des eaux à marée montante et descendante s'est soldé par l'apparition de nouveaux chenaux qui ont facilement creusé dans le matériel sablo-vaseux de l'étang et exporté vers le large près de 275 m³ de sédiments fins au cours de notre période d'observation.

Par ailleurs, il convient de noter également quelques évolutions morphologiques, liées à l'action des vagues sur le cordon externe. Ainsi, le front du cordon a montré une légère tendance à l'engraissement entre février 2004 et décembre 2007 (figure 206). Dans le même temps, toutefois, la crête du cordon a enregistré une érosion, se traduisant par le recul de la micro-falaise sommitale (photographie 35C). Ce recul s'est principalement réalisé entre les mois de novembre 2005 et octobre 2006. Comme le montre le profil 1 (figure 206), cette microfalaise a totalement disparu dans la partie médiane de la flèche où s'est formée une amorce de brèche (photographie 35B). Localement,

l'altitude de la crête s'est ainsi abaissée de 70 cm favorisant la submersion de l'accumulation par les vagues lors des épisodes de hauts niveaux d'eau. En raison de la faible capacité d'auto-organisation de la flèche du Loc'h, sur laquelle nous avons pu insister précédemment, il est à craindre que cette amorce de brèche ne favorise la rupture du cordon dans un proche avenir.



Figure 205 : A. L'ouverture d'une brèche dans la flèche interne du Loc'h en décembre 2003 a entraîné une défluviation du chenal de marée sur l'estran qui adopte un tracé plus direct vers la mer et au sein duquel les courants de marée sont renforcés. B. Le nouveau chenal de marée se présente sous la forme d'une gorge d'une profondeur pouvant atteindre 2 m par endroits. C. Ancien chenal de marée situé entre la flèche interne et la flèche externe désormais abandonné au profit de la brèche. D. Brèche formée dans le cordon interne du Loc'h. (Clichés : P. Stéphan, mai 2006).

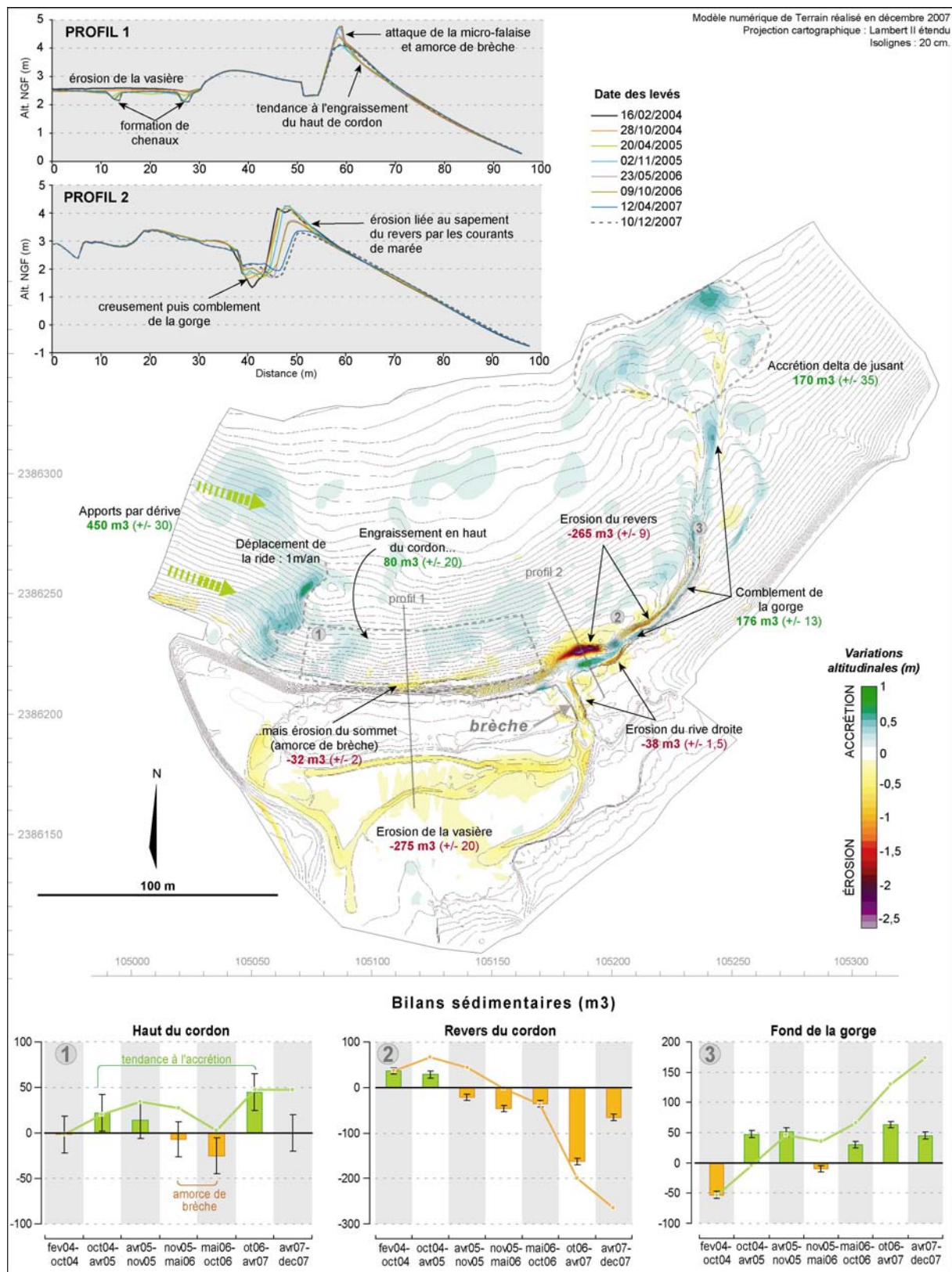


Figure 206 : Evolution topo-morphologique de la flèche du Loc'h et bilans sédimentaires calculés à partir des différents levés topographiques réalisés entre les mois de février 2004 et décembre 2007.



Photographie 35 : A. Partie distale de la flèche externe du Loc'h où les courants de jusant sapent la base du revers et exportent les galets vers le bas de l'estran. B. Amorce de brèche au sommet de la flèche externe. C. Erosion par les vagues et recul de la micro-falaise sommitale. (Clichés : P. Stéphane, octobre 2006).

Enfin, les levés réalisés entre février 2004 et décembre 2007 mettent en évidence un transport longitudinal de matériel dirigé vers l'est. Le transit sédimentaire, estimé à 450 m^3 , s'est effectué à travers le déplacement d'une ride oblique, identique à celles que nous avons pu observer sur la photographie aérienne du secteur prise en 1952 (figure 122). Une ride similaire a également été observée à la racine du Sillon des Anglais. La migration de ces formes se marque généralement par une section de plage en érosion à laquelle succède immédiatement une section en accrétion. Or, dans le cas du Loc'h, l'absence de zone d'érosion en amont-dérive semble indiquer que le déplacement de matériel est directement compensé par des apports de matériel provenant des secteurs adjacents, situés à l'ouest du Loc'h. Cela montre qu'il existe encore aujourd'hui des possibilités d'alimentation de la flèche. Toutefois, il n'est pas certain que ces apports soient suffisants pour compenser la tendance à l'érosion observée sur ce site depuis près de soixante ans. Au cours de notre période d'observation, le déplacement de la ride oblique s'est effectué à une vitesse moyenne de 1m/an . A ce rythme, il faudrait plusieurs décennies aux stocks en mouvement le long du cordon pour atteindre la partie médiane de la flèche qui menace actuellement de se rompre.

2-3- Une évolution par micro-cannibalisation : le cas du Sillon des Anglais

Le Sillon des Anglais a fait l'objet de cinq levés topographiques entre août 2005 et décembre 2007 (tableau 17, annexe 10). La comparaison de ces levés successifs indique une évolution par micro-cannibalisation, assez similaire à celle reconnue sur la période récente (entre 1952 et 2006).

Années	Date	MNT		Profils		Crête/ Revers	Type de levé	Source
		Complet	Partiel	P01	P02			
2005	01 août	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
	21 dec.		X	-	X	-	DGPS	Géomer
2006	21 juil.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
2007	04 jan.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer
	11 dec.	X	-	X	X	X	DGPS	Géomer

X : levé de terrain X : donnée extraite du MNT - : lacune

Tableau 17 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur le Sillon des Anglais.

Une succession de portions en érosion et de portions en accrétion est observée le long du cordon (figure 207) et témoigne d'un transit sédimentaire longitudinal relativement important dirigé vers l'est. Ce transit s'effectue principalement dans la partie haute du cordon, au sein de sous-cellules hydrosédimentaires de dimensions et de morphologies variables.

A la racine de la flèche, le matériel sédimentaire est transporté sous la forme d'une ride oblique d'une quarantaine de mètres de longueur d'onde. Cette ride s'est déplacée d'une vingtaine de mètres au cours de notre période d'observation, ce qui représente un volume d'environ 200 m³ (figure 207). Au sein de cette sous-cellule, les volumes déposés sont légèrement supérieurs aux volumes érodés, indiquant une tendance à l'engraissement de la ride. Par ailleurs, il est intéressant d'observer que le déplacement n'a pas été régulier puisqu'il s'est principalement effectué entre les mois de janvier et de décembre 2007, comme l'indique la comparaison des différents MNT réalisés sur ce secteur (figure 207) ainsi que l'évolution enregistrée le long du profil 1 (figure 207). Le transit sédimentaire présente donc un caractère fortement épisodique et révèle qu'en deçà d'un certain seuil d'énergie, les vagues sont probablement incapables de générer un transfert longitudinal des sédiments.

La deuxième sous-cellule s'étend sur une centaine de mètres de longueur et se caractérise par la présence d'une longue portion au bilan sédimentaire négatif, le long de laquelle la crête du cordon est érodée, et d'une courte portion en accrétion où le dépôt s'organise sous la forme d'une berme, mise en place dans la partie sommitale de la flèche. Le matériel mis en mouvement d'une portion à l'autre de cette sous-cellule est estimé à 280 m³. Ce transit s'est effectué principalement durant la période janvier/décembre 2007.

La troisième sous-cellule se décompose elle-même en petites unités au bilan sédimentaire contrasté. Elle s'étend jusqu'à la pointe du Sillon où prédomine le dépôt sédimentaire. A ce niveau, le matériel s'est déposé sous la forme d'un bourrelet, situé au niveau des pleines mers moyennes, comme l'indique le profil 2 (figure 207). Il est probable que ce bourrelet soit progressivement remonté jusqu'au sommet du cordon par *overtopping*, contribuant ainsi à l'édification d'une nouvelle levée de galets, similaire à celles qui marquent actuellement la topographie interne du crochet terminal. Au sein de cette sous-cellule, les volumes érodés avoisinent 465 m³ et sont nettement inférieurs aux volumes déposés, estimés à 820 m³. Ce bilan sédimentaire positif suppose des apports en matériel provenant des plages adjacentes au Sillon des Anglais.

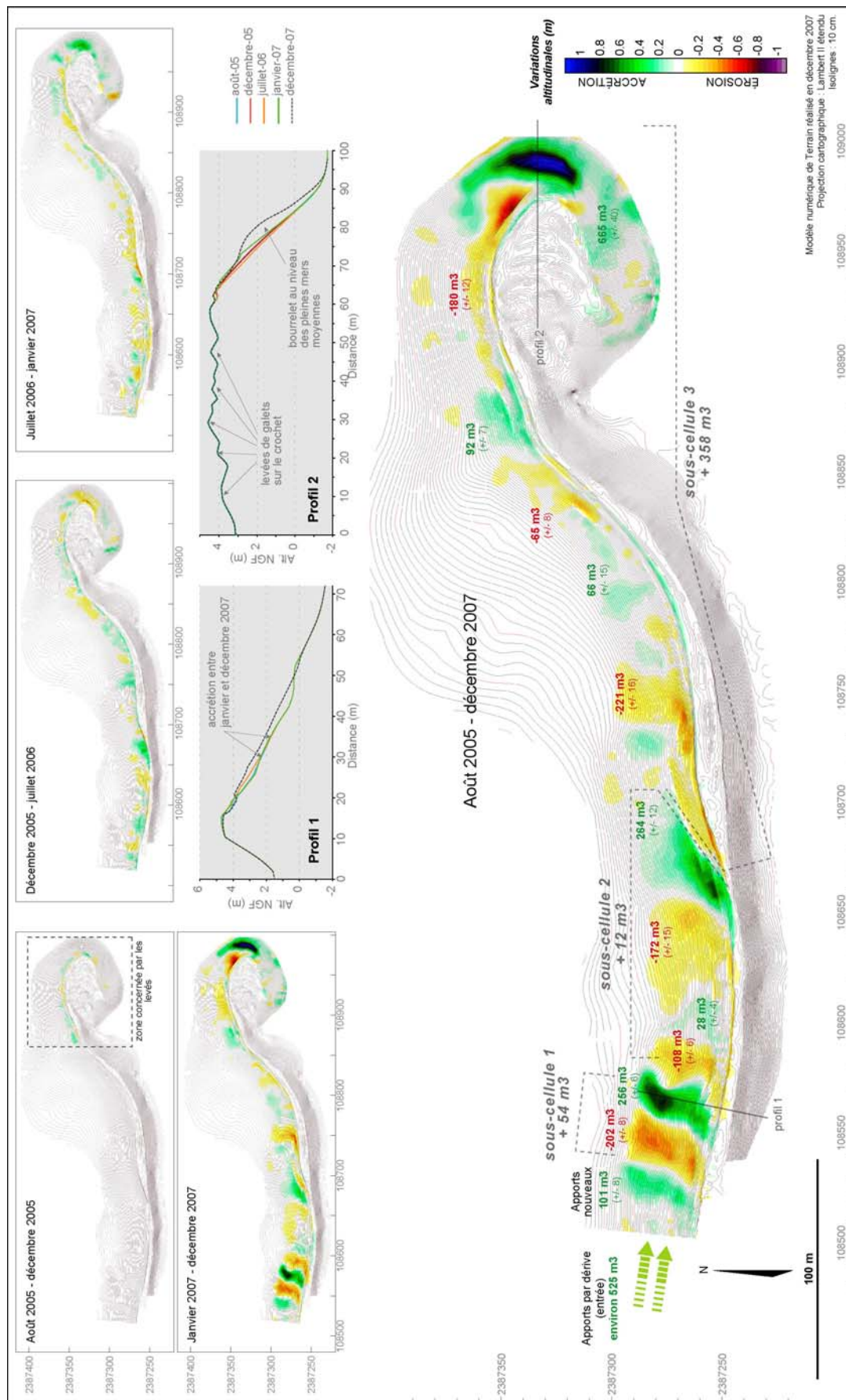


Figure 207 : Evolution topo-morphologique du Sillon des Anglais entre les mois d'août 2005 et de décembre 2007.

En définitive, il est possible d'estimer le transit sédimentaire à environ 1 000 m³ sur le Sillon des Anglais au cours de notre période d'observation, soit 500 m³/an. Ces transferts se sont effectués principalement entre janvier et décembre 2007. En outre, en totalisant les volumes érodés et déposés le long du cordon, on peut estimer les apports sédimentaires provenant de l'ouest à 525 m³ approximativement. Enfin, cette bonne alimentation explique probablement l'absence de recul du cordon par *rollover* durant les 36 mois durant lesquels nous avons mené le suivi topo-morphologique.

2-4- Les situations d'engraissement...

2-4-1- ...liées aux apports longitudinaux : le cas de la flèche du Roz

Sur le secteur du Roz, seulement trois levés topo-morphologiques ont été réalisés successivement le 3 janvier 2006, le 9 août 2006 et le 6 avril 2007 (annexe 11). La comparaison des différents MNT réalisés durant cette période permet, néanmoins, d'observer des changements importants dans la morphologie de la flèche (figure 208), révélant notamment un engraissement important du cordon par le biais des apports transversaux et longitudinaux.

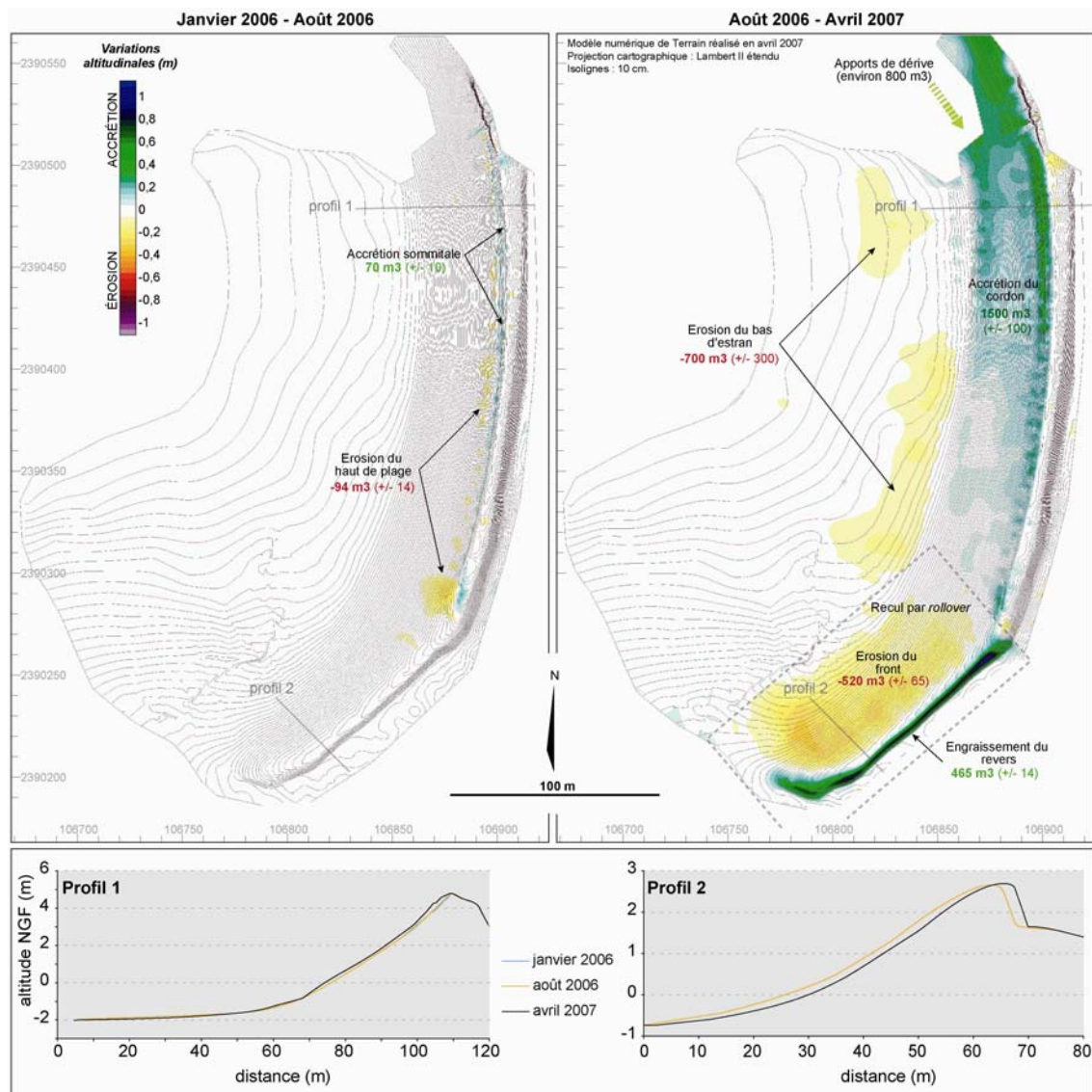


Figure 208 : A. Evolution topo-morphologique de la flèche du Roz entre les mois de janvier 2006 et d'avril 2007.

Les principales modifications morphologiques ont été enregistrées entre les mois d'août 2006 et d'avril 2007. En effet, la comparaison des deux levés de terrain effectués précédemment montre simplement des évolutions mineures qui traduisent une consolidation de la partie sommitale du cordon par *overtopping* (figure 208), entre janvier et août 2006. Durant cette période, une petite berme est venue s'accoler à la crête de la flèche. Les sédiments ainsi accumulés représentent un volume modeste, estimé à 70 m³, provenant essentiellement de l'érosion de la partie haute du cordon. En revanche, les transferts sédimentaires ont été nettement plus importants entre les mois d'août 2006 et d'avril 2007. Dans sa partie proximale, la flèche a connu un engraissement estimé à 1 500 m³. Ce matériel provient à la fois de l'érosion de la plage de bas d'estran (700 m³) et des stocks sédimentaires déplacés par la dérive littorale depuis les secteurs adjacents (800 m³). Les transferts de matériel sont donc à la fois longitudinaux et transversaux et s'effectuent probablement par à-coups, à l'occasion d'événements météo-marins particuliers. En outre, ces évolutions montrent qu'il existe encore dans ce secteur des possibilités d'alimentation en sédiment.

Par ailleurs, il convient d'ajouter que dans le même temps, la partie distale de la flèche a connu un recul par *rollover* estimé à 4 m, entre août 2006 et avril 2007. Cette section du cordon montre un profil très surbaissé, comme on peut le constater à partir du profil 2 (figure 208). La crête culmine seulement à une altitude de 2,7 m NGF en moyenne. Elle est donc particulièrement sensible aux phénomènes de submersion marine. Cependant, contrairement à la flèche de Mengleuz, cette portion ne connaît pas de phénomènes de *rollover* réguliers. Il semble que des conditions météo-marines particulièrement énergétiques sont nécessaires pour mobiliser les sédiments sur le cordon. Ainsi, aucun recul n'a été enregistré entre janvier et août 2006, probablement en l'absence d'épisodes véritablement morphogènes. En outre, ce recul a mobilisé environ 500 m³ de sédiments. Ce volume n'est pas négligeable en comparaison des transferts sédimentaires observés sur les autres flèches de la rade de Brest et s'explique par les conditions d'exposition de ce secteur littoral. En effet, la flèche du Roz fait face à des grandes longueurs de fetch susceptibles de donner naissance à des vagues relativement puissantes.

2-4-2- ...liées aux apports provenant du bas d'estran : le cas de la flèche de Troaon

Depuis 1817, la flèche de Troaon connaît un phénomène de macro-cannibalisation que nous avons précédemment mis en évidence à partir des cartes anciennes et des photographies aériennes. Au cours des cinquante dernières années, sa partie distale n'a cessé de s'engraisser aux dépens de sa partie proximale. Toutefois, les résultats du suivi topo-morphologique que nous avons entrepris entre janvier 2005 et février 2008 sur ce secteur (tableau 18, annexe 12) montrent des tendances différentes de celles mesurées à l'échelle pluri-décennale.

Années	Date	MNT		Profil	Crête/ Revers	Type de levé	Source
		Complet	Partiel				
2005	10-12 janv.	X	-	X	-	tachéom.	Géomer
2006	18-19 janv.	X	-	X	-	DGPS	Géomer
2007	02 janv.	X	-	X	-	DGPS	Géomer
2008	13 fev.	X	-	X	-	DGPS	Géomer

X : levé de terrain X : donnée extraite du MNT - : lacune

Tableau 18 : Inventaire des levés topo-morphologiques réalisés sur le site de Troaon.

D'une manière générale, l'engraissement ne s'est pas limité à la pointe de la flèche, mais il a également concerné la partie proximale (figure 209). Sur cette dernière, le cordon a bénéficié des apports provenant essentiellement de la plate-forme de bas d'estran. Bien que limité, ce transfert de matériel est tout de même compris entre 100 et 150 m³. En outre, l'érosion du haut de plage a également contribué de façon très partielle à l'engraissement du front du cordon (7 m³).

Dans sa partie distale, la flèche a été érodée par les courants de marée qui ont exporté vers le bas de l'estran un volume sédimentaire d'environ 100 m³. A ce niveau, en effet, le chenal est très étroit et il canalise les courants de marée dont l'action est renforcée. Le matériel prélevé au cordon a contribué à l'engraissement du fond du chenal sur l'estran.

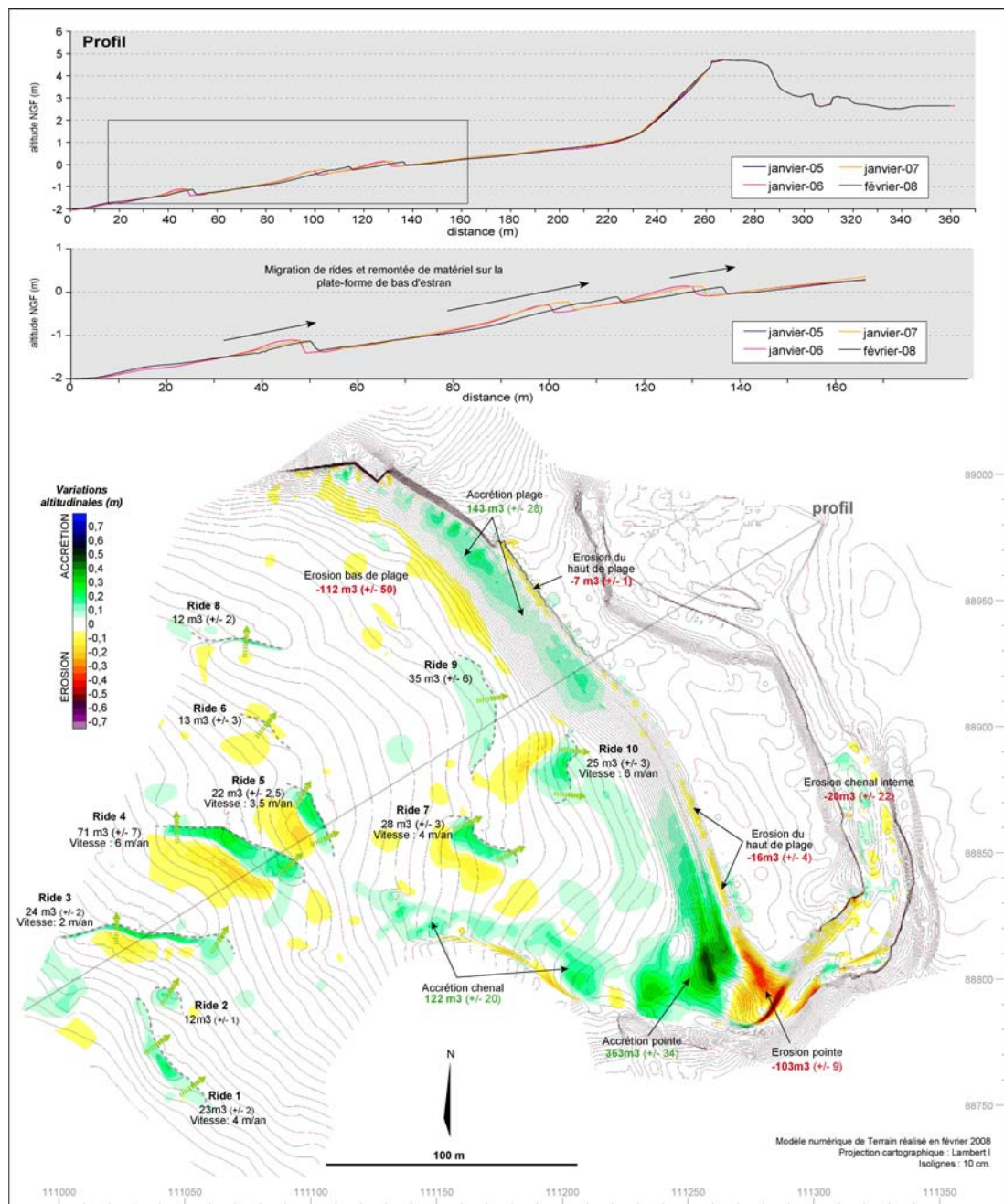


Figure 209 : Evolution topo-morphologique, bilans sédimentaires et profils topographiques sur le secteur de Troaon entre les mois de janvier 2005 et février 2008

A ces évolutions, s'ajoute une tendance marquée à l'accrétion sur le front du cordon où environ 360 m³ de sédiments se sont déposés entre janvier 2005 et février 2008. Ce matériel ne provient vraisemblablement pas de la partie proximale de la flèche. En effet, celle-ci a enregistré un bilan sédimentaire positif durant la période de suivi topo-morphologique, comme nous venons de le voir. Elle n'a donc pas contribué à l'alimentation de la partie distale.

En réalité, cette accrétion résulte d'apports sédimentaires importants en provenance du bas d'estran. Cette dernière présente une topographie caractérisée par une série de rides sub-parallèles à la côte qui tendent à migrer progressivement vers le haut de l'estran, comme le montrent les évolutions enregistrées le long du profil topographique (figure 209). Les levés successifs effectués entre janvier 2005 et février 2008 indiquent que cette migration s'effectue à des vitesses variables selon les rides, comprises entre 2 et 6 m/an (figure 209). Le sens de migration est également différent selon la position de ces rides sur l'estran. Celles situées au plus bas sur l'estran tendent à remonter vers le nord, avant de se diriger peu à peu vers l'est et de rejoindre la partie distale de la flèche. Ces déplacements suggèrent l'existence d'un recyclage des sédiments, lesquels seraient successivement transportés jusqu'à la pointe de la flèche par la dérive de plage, puis exportés vers le bas de l'estran par les courants de jusant, avant de remonter progressivement jusqu'au cordon sous l'action des vagues. Par un relais de processus de transport sédimentaire, la partie distale de la flèche bénéficierait ainsi d'une alimentation constante en matériel. Toutefois, il convient de préciser que les volumes mis en mouvement sur le bas d'estran restent assez réduits et ne représentent pas plus de 300 m³. Sur le bas de plage, le transit sédimentaire est lent et, au rythme actuel, il faudrait, par exemple, une cinquantaine d'années à la ride 1 (figure 209) pour parvenir jusqu'au pied du cordon. Néanmoins, il n'est pas à exclure qu'en période de forte agitation, ce transit soit accéléré et contribue de manière significative à l'engraissement de la flèche de Bétahon.

2-5- Une situation de stabilité : la flèche de Bétahon

Dans un premier temps, l'évolution de la flèche de Bétahon a été étudiée par le biais de deux levés complets réalisés au mois d'octobre 2005 et au mois d'avril 2006 (tableau 19, annexe 13). La comparaison des modèles numériques de terrain montre un engraissement assez général de la partie proximale de la flèche, représentant un volume d'environ 1 820 m³, déposé sur le front du cordon (figure 210A). Ce volume provient essentiellement du pied de cordon dont l'érosion avoisine 1 600 m³. A cela s'ajoute également l'attaque du front de dune par les vagues qui livre environ 320 m³ de matériel. Il semble donc que dans cette partie de la flèche, les transferts sédimentaires ont été essentiellement transversaux durant la période d'observation.

Années	Date	MNT		Profils			Crête/ Revers	Type de levé	Source
		Complet	Partiel	P01	P02	P03			
2005	06-07 oct.	X	-	-	-	-	-	DGPS	Géomer
2006	10-20 avr.	X	-	-	-	-	-	DGPS	Géomer
	11 août	-	-	X	X	X	-	DGPS	Géomer
	19 oct.	-	-	X	X	X	-	DGPS	Géomer
	13 nov.	-	-	X	X	X	-	DGPS	Géomer
2007	07 fev.	-	-	X	X	X	-	DGPS	Géomer
	09 nov.	-	-	X	X	X	-	DGPS	Géomer

X : levé de terrain X : donnée extraite du MNT - : lacune

Tableau 19 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur la flèche de Bétahon.

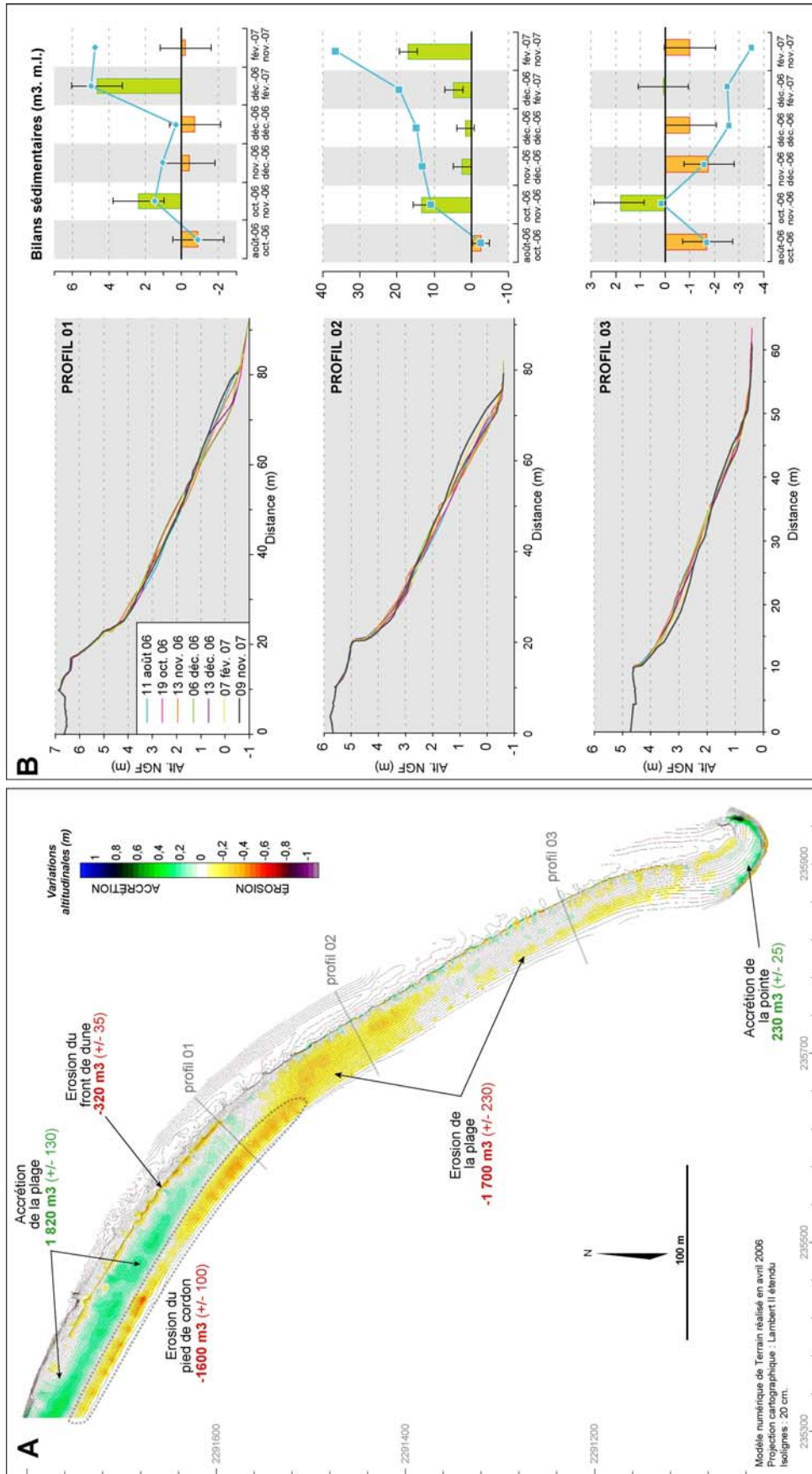


Figure 210 : A. Evolution topo-morphologique de la flèche de Bétahon entre les mois d'octobre 2005 et d'avril 2006. B. Résultats du suivi par profils entre les mois d'août 2006 et de novembre 2007.

La partie distale, en revanche, enregistre un bilan sédimentaire négatif. La face externe du cordon a connu une érosion estimée à 1 700 m³ dont seulement 230 m³ ont été déposés à la pointe de la flèche (figure 210A). Par conséquent, la perte en sédiments dans ce secteur est d'environ 1500 m³. Les levés n'ayant pas été réalisés sur le bas d'estran, il nous est impossible de déterminer si ce matériel s'est déposé en avant de la flèche sur l'estran, ou s'il s'est échappé du système, après avoir transité jusqu'à la pointe du cordon.

Dans un second temps, l'évolution de la flèche a été étudiée le long de trois profils. Sept levés ont été réalisés entre août 2006 et novembre 2007 (tableau 19, figure 210B). D'une manière générale, les principaux changements morphologiques sont observés sur le haut de plage et au pied du cordon. Les transferts sédimentaires s'effectuent essentiellement entre les parties hautes et basses des profils. Ils témoignent d'un ajustement de l'accumulation aux fluctuations des conditions hydrodynamiques. Le renforcement des conditions météo-marines durant la période hivernale favorise la remontée de matériel vers le haut de plage et se solde par l'érosion du pied de cordon. Le profil de la flèche tend à devenir plus réfléchissant. Durant l'été, en revanche, les sédiments migrent vers les parties basses du profil. Ce dernier adopte alors une pente plus douce. Toutefois, ces variations saisonnières ne se traduisent pas nécessairement par des tendances à l'érosion ou à l'accrétion le long des profils. Les bilans sédimentaires, calculés par la méthode des surfaces verticales, ne révèlent aucun comportement saisonnier (figure 210B). Au mieux observe-t-on une légère érosion au niveau des profils 1 et 3 entre les mois de novembre et décembre 2006. Cette période se caractérise également par un ralentissement de la tendance à l'accrétion au niveau du profil 2.

Au regard de ces résultats, il est donc difficile de mettre en évidence une véritable tendance évolutive le long de la flèche de Bétahon. Cette dernière montre, dans l'ensemble, une relative stabilité et n'est affectée que par des changements morphologiques mineurs, liés aux variations saisonnières des conditions hydrodynamiques.

2-6- Conclusion partielle

Au cours de notre suivi topo-morphologique, plusieurs sites ont enregistré un gain sédimentaire par le biais d'apports longitudinaux en provenance des plages adjacentes. Les volumes sédimentaires apportés ont été estimés à 70 m³/an sur la section occidentale de la flèche de Mengleuz, 110 m³/an sur le site du Loc'h, à 175 m³/an sur le Sillon des Anglais et atteignent 400 m³/an sur la flèche du Roz. Ces chiffres doivent toutefois être interprétés avec prudence car ces transferts longitudinaux se sont effectués de manière très épisodique et une valeur annuelle n'est peut-être pas représentative. Il n'en reste pas moins que certaines flèches bénéficient actuellement d'une alimentation sédimentaire probablement liée à l'érosion des falaises adjacentes. En outre, notre suivi topo-morphologique a mis en évidence des apports significatifs en provenance du bas d'estran sur certains secteurs, prenant la forme de rides sub-parallèles à la côte migrant vers le haut de plage sur le site de Troaon. La quantification des volumes apportés par ce biais est difficile car les transferts sédimentaires observés sont relativement lents. Une bonne estimation de ces apports nécessiterait d'étendre notre suivi sur une plus longue période de temps. Ces observations démontrent toutefois que le bas d'estran peut contribuer de façon substantielle à l'alimentation des cordons dans certains secteurs.

Les secteurs de Mengleuz et du Loc'h ont toutefois enregistré une érosion importante. Ainsi, la section orientale de la flèche de Mengleuz n'a cessé de reculer par *rollover* à une vitesse moyenne de 0,5 m/an entre 2004 et 2007. En outre, le développement progressif d'un crochet terminal dans la partie médiane du cordon indique que la flèche a désormais amorcé un processus de micro-cannibalisation. La poursuite de cette évolution devrait conduire au démantèlement du cordon dans

les prochaines décennies, comme nous le verrons dans le prochain chapitre. Sur le site du Loc'h, l'ouverture d'une brèche dans la flèche interne a entraîné une érosion importante de la flèche externe. Le renforcement des courants de marée au droit de la brèche a favorisé le sapement du revers et le départ des sédiments vers le bas d'estran où s'est constitué un vaste delta de jusant. De plus, l'action érosive des vagues a entraîné l'écèlement de la flèche externe dans sa partie médiane, créant ainsi une amorce de brèche. Compte tenu de la faible capacité d'auto-organisation du cordon, cette brèche devrait s'élargir lors des prochains épisodes de hauts niveaux d'eau, conduisant à la rupture de la flèche.

Par ailleurs, il convient d'insister sur le caractère épisodique du recul par *rollover* observé sur le Sillon de Talbert. De 2002 à 2006, la flèche a connu une période de stabilité durant laquelle s'est édifiée progressivement une crête élevée. Après cette phase de consolidation, le cordon a connu une période d'activité morphogénique plus importante entre 2006 et 2007 à travers quelques phénomènes de « *sluicing overwash* » localisés. Enfin, un épisode exceptionnellement morphogène marque la fin de notre période de suivi et correspond à la tempête « johanna » des 10 et 11 mars 2008. Cet épisode tempétueux a causé un écèlement généralisé du cordon sur toute la longueur des parties médiane et proximale. Le sommet de la flèche s'est abaissé de 2 m par endroits et le cordon a connu un recul pouvant atteindre 20 m localement. Le caractère épisodique du recul du Sillon observé à court terme s'oppose à la tendance régulière au recul mise en évidence à l'échelle pluri-décennale et pluri-centennale.

Le tableau 20 met en parallèle le comportement à moyen terme des flèches de galets avec l'évolution à court terme observée par le biais du suivi topo-morphologique. Il est intéressant d'observer que sur certains secteurs, la mobilité actuelle est très différente de l'évolution récente. Ainsi, l'engraissement actuel de la flèche du Roz s'inscrit, par exemple, dans une tendance plus longue au recul du cordon par *rollover*. Sur le secteur de Troaon, l'accrétion actuelle ne reflète absolument pas le phénomène de macro-cannibalisation en cours depuis le XIX^e siècle. Il est donc nécessaire de bien différencier les tendances longues des évolutions à court terme et on peut se demander si la stabilité ou l'engraissement enregistré sur certain site durant notre suivi topo-morphologique n'est pas le simple reflet de conditions morphogéniques peu propices à l'érosion des cordons littoraux.

Flèches	Évolution à moyen terme (10 à 10 ² ans)	Évolution à court terme (1 à 10 ans)
S. de Talbert	Recul régulier (1775-2006) <i>rollover</i> rapide	Recul épisodique (2002-2008)
Mengleuz	Rupture de la flèche (1952-1978) Recul régulier de la section orientale (1978-2006) <i>rollover</i> rapide	Recul régulier de la section orientale (2004-2007) <i>rollover</i> rapide - micro-cannibalisation
Loc'h (flèche externe)	Recul (1967-1987) Rupture (1987-1995) Stabilité (1995-2007)	Amorce de rupture (2006-2007)
Loc'h (flèche interne)	Stabilité (1952-2003)	Rupture - élargissement (2003-2007)
Roz	Recul régulier faible <i>rollover</i> (1817-2006)	Stabilité - engraissement (2006-2007)
Troaon	Macro-cannibalisation (1817-2006)	Stabilité - engraissement (2005-2008)
S. des Anglais	Micro-cannibalisation (1952-2006)	Micro-cannibalisation (2005-2007)
Bétahon	Engraissement (1952-2006) mise en place d'avant-dunes	Stabilité (2005-2007)

Tableau 20 : Comparaison des évolutions observées à court et à moyen terme sur quelques flèches de galets de Bretagne.

3- Rôle des forçages météo-marins dans la mobilité actuelle des flèches de galets

Ne disposant pas de données de marée et de vagues pour la période récente sur le secteur de Bétahon, nous examinerons le rôle des forçages météo-marins successivement sur le Sillon de Talbert et sur les flèches étudiées en rade de Brest.

3-1- Rappel méthodologique

La méthode utilisée pour reconstituer les conditions hydrodynamiques et météo-marines sur la période de suivi topo-morphologique est identique à celle employée précédemment pour l'analyse des forçages météo-marins à l'échelle pluri-décennale.

Sur le Sillon de Talbert, les données marégraphiques sont issues d'un modèle de marée. S'y ajoutent les valeurs de surcote et de décote déterminées au port de Roscoff. Les valeurs de *wave setup* et de *swash runup* sont calculées à partir des équations de Stockdon *et al.* (2006) en utilisant les données de houles au large (hauteur et période) issues d'une modélisation réalisée par les services du SHOM.

En rade de Brest, les données de marée sont issues des enregistrements du marégraphe situé sur les rives de la Penfeld. Ces données intègrent les phénomènes de surcote et de décote. Le *wave setup* et le *swash runup* sont également calculés à partir des équations de Stockdon *et al.* (2006). Enfin, les conditions de vagues à la côte sont déterminées sur chaque site à partir des données de vents obtenues à la station Météo-France de Lanvéoc-Poulmic, en utilisant les formules mises au point par Donelan (1992).

Enfin, il est important de préciser que notre analyse des forçages météo-marins s'arrête au mois de septembre 2007. Ainsi, nous ne disposons d'aucune donnée de marée et de houle pour la tempête « Johanna » du 10-11 mars 2008. Bien que les levés topographiques récents ont révélé l'ampleur des changements morphologiques provoqués par cet épisode, il nous a été impossible d'en préciser les caractéristiques hydrodynamiques et météo-marines.

3-2- Sur le Sillon de Talbert

Le rôle des submersions marines dans le recul récent du Sillon de Talbert a été démontré dans la deuxième partie de notre travail. Il s'agit donc, dans ce point, d'examiner l'impact des submersions marines à une résolution spatio-temporelle plus fine et de tenter de reconnaître les épisodes responsables des principales modifications morphologiques observées entre 2002 et 2007. Durant cette période, la chronologie des épisodes de submersion marine a été retracée entre octobre 2002 et août 2007 le long des sept profils ayant fait l'objet du suivi à haute fréquence. Ces profils sont caractéristiques de chacune des unités morphosédimentaires qui composent le Sillon de Talbert. Les figures 211 et 212 mettent en relation l'évolution morphologique du cordon avec les épisodes de hauts niveaux d'eau sur l'ensemble de notre période d'observation (2002/2007), tandis que la figure 213 se focalise sur la période comprise entre mai 2006 et septembre 2007.

3-2-1- Première période de faible activité morphogène (2002/2006)

Dans l'ensemble, ces résultats mettent en évidence un nombre réduit d'événements morphogènes entre octobre 2002 et septembre 2007. Ainsi, la racine du Sillon, étudiée le long du profil P006, n'a enregistré aucune submersion marine (figure 211). Il en est de même pour la partie distale (figure 212). Au cours de ces cinq années d'observation topo-morphologique, les plus hauts jets de rive ont atteint plusieurs fois la partie sommitale du cordon, sans toutefois ne jamais franchir la crête. Ce contexte a donc été favorable au processus d'*overtopping*. Ainsi, une tendance à l'exhaussement de la crête est mesurée le long des profils P088 et P100 où le front du cordon a montré, cependant, un démaigrissement lié au départ des sédiments vers la pointe de la flèche. Quelques déversements de galets ont également eu lieu sur le revers et correspondent probablement à des projections de tempête. Ces données nous incitent donc à considérer l'ensemble des modifications morphologiques mesurées dans ces deux secteurs de la flèche (racine et partie distale) comme caractéristique d'un fonctionnement en contexte de calme météo-marin. Dominent alors les transferts longitudinaux, tandis que le cordon ne montre aucun signe de recul.

Dans la partie médiane du cordon, les résultats obtenus au niveau des profils P060 et P075 témoignent également d'une faible fréquence des submersions marines (figure 212), puisque seul un épisode a été recensé entre 2002 et 2007. Cet épisode de submersion (épisode A, figure 213), survenu au mois d'octobre 2006, est l'un des trois événements potentiellement morphogènes que nous avons pu identifier durant notre suivi topo-morphologique à haute fréquence. A l'échelle du cordon, l'importance de cette submersion a été déterminée en calculant l'épaisseur de la colonne d'eau franchissant la crête (Δ_{subm}) (figure 214). Les résultats obtenus indiquent que cet épisode a principalement affecté la partie médiane du Sillon où les jets de rive ont très largement franchi la crête. Toutefois, cette submersion s'est produite en contexte de faible agitation marine (H_s de 2,1 m) et n'a eu qu'un impact morphologique limité sur le cordon. En comparaison, l'épisode survenu le 19 mars 2007 (épisode C, figure 213) a eu un impact morphologique nettement plus important (figure 214). Cette submersion résulte de la conjonction d'une pleine mer de vive-eau avec une très forte agitation marine, puisque la hauteur des vagues au large dépassait 8 m. L'action de ces vagues a donc été portée très haut sur le cordon et a entraîné l'ouverture de brèches dans la partie sommitale de l'accumulation et des phénomènes de « *sluicing overwash* » localisés. Comme nous l'avons déjà rappelé précédemment, cet événement n'apparaît pas au niveau des profils P060 et P075, aucun d'entre eux n'étant situé dans l'axe des brèches.

Au final, la partie proximale est la seule à avoir connu plusieurs épisodes potentiellement morphogènes entre 2002 et 2007, comme l'indique l'analyse des profils P028 et P048 (figures 211 et 213). Toutefois, jusqu'en 2006, ces quelques submersions ont été de faible intensité et n'ont pas entraîné le recul du cordon par *rollover*. A l'inverse, ces épisodes semblent même avoir été constructifs au niveau du profil P028, favorisant l'exhaussement de la crête. Au niveau du profil P048, le cordon a certes enregistré une légère tendance à l'érosion, mais cette évolution semble résulter d'un ajustement morphologique lié à la suppression de la digue frontale en enrochement, tandis que les volumes de galets déversés sur le revers sont restés très modestes. En somme, entre les mois d'octobre 2002 et mai 2006, la partie proximale du Sillon de Talbert n'a connu aucun événement susceptible de provoquer un recul de l'édifice sédimentaire.

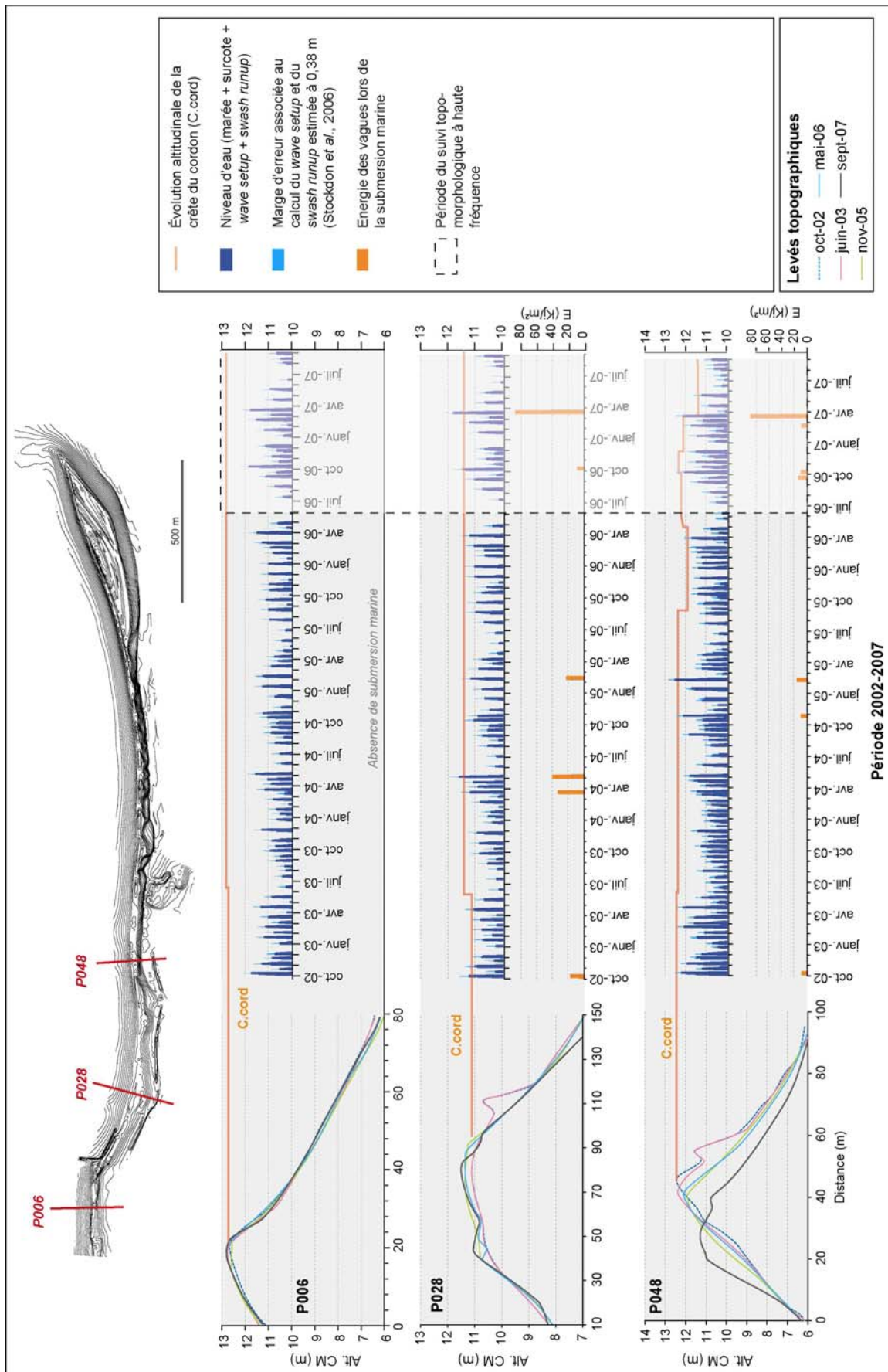


Figure 211 : Chronologie des épisodes de haut niveau d'eau et évolutions morphologiques associées le long des profils P006, P028 et P048 sur le Sillon de Talbert entre octobre 2002 et août 2007.

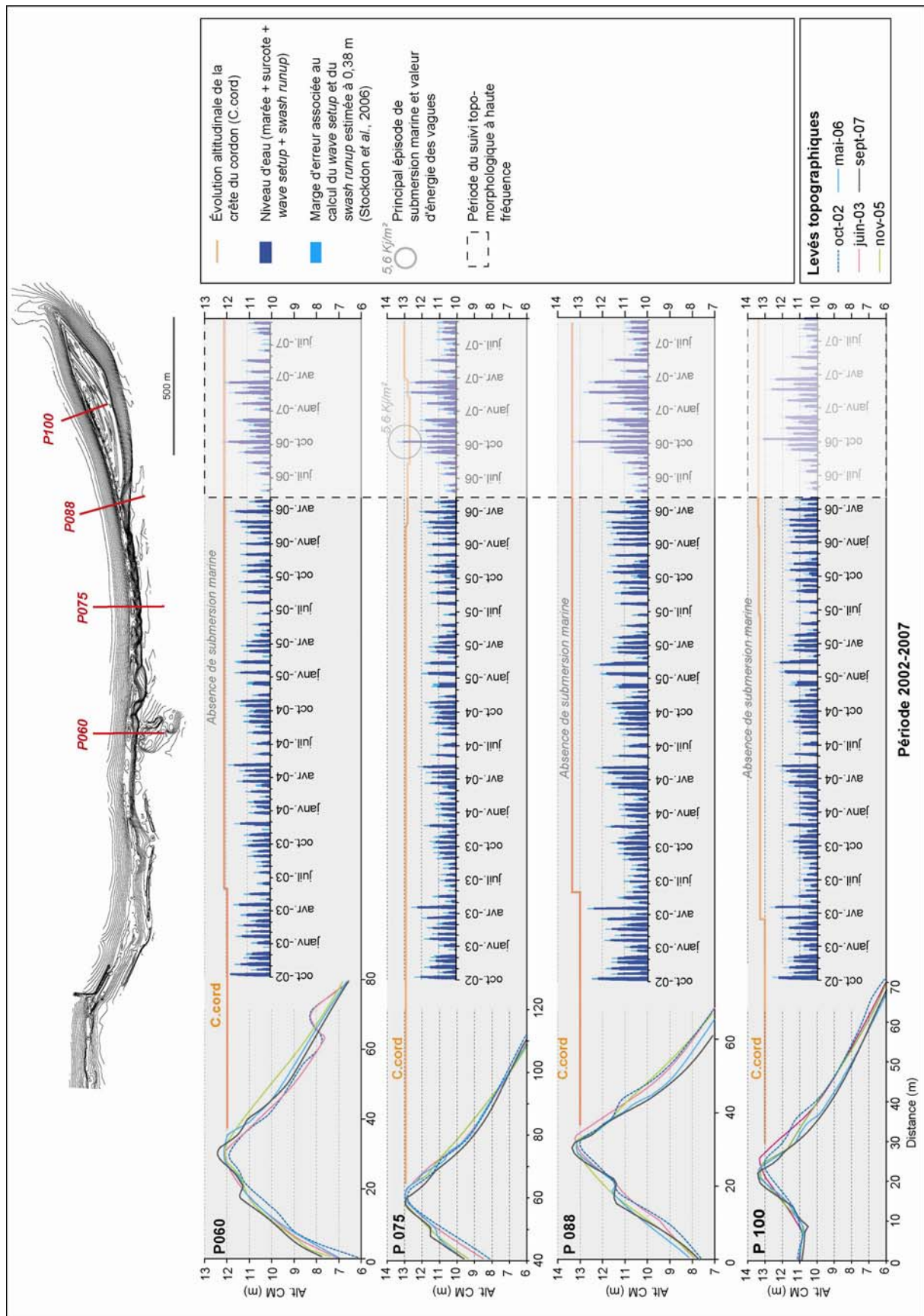


Figure 212 : Chronologie des épisodes de haut niveau d'eau et évolutions morphologiques associées le long des profils P060, P075, P088 et P100 sur le Sillon de Talbert entre octobre 2002 et août 2007.

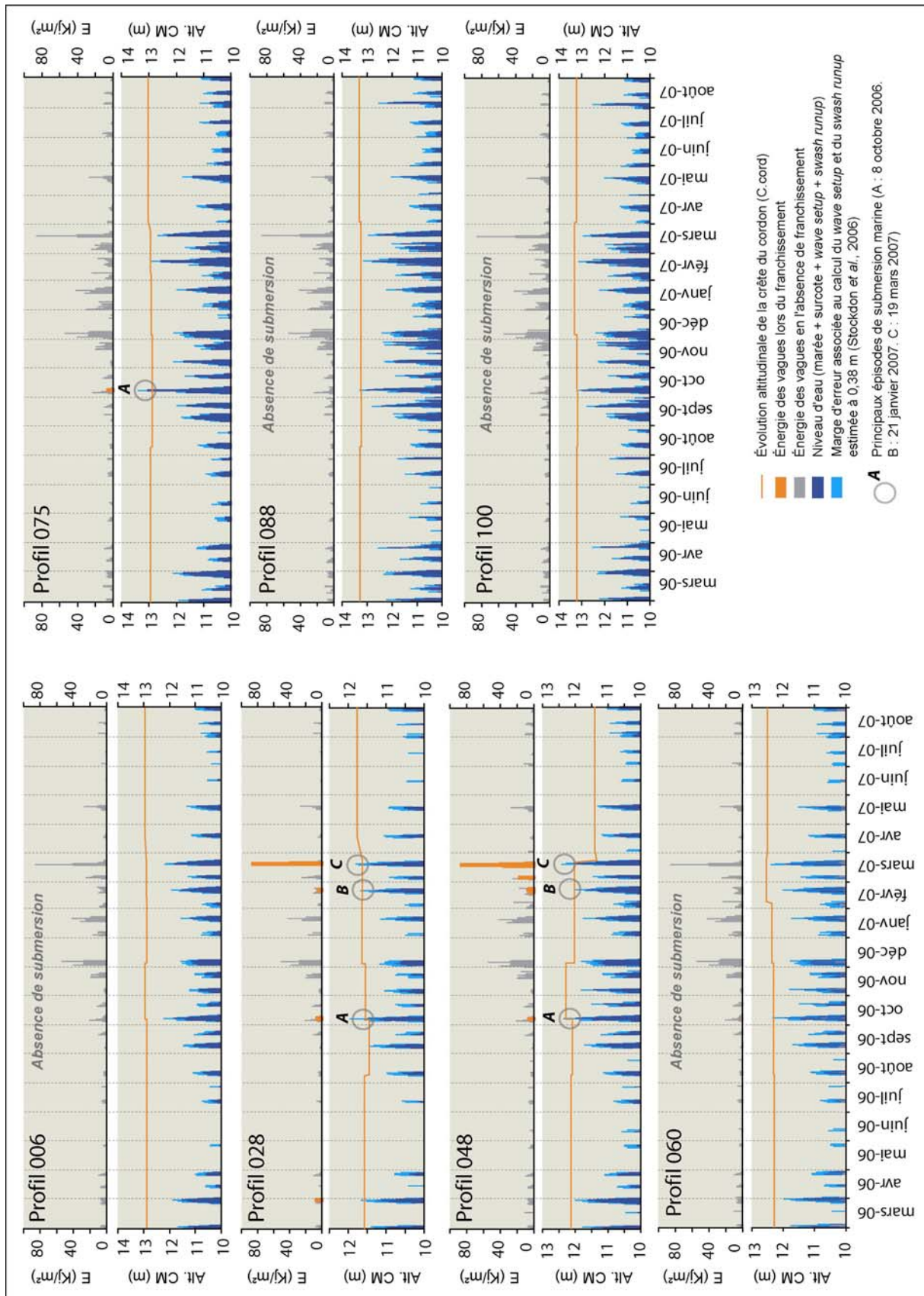


Figure 213 : Chronologie des épisodes de haut niveau d'eau entre mars 2006 et août 2007, le long des profils ayant fait l'objet d'un suivi topo-morphologique à haute fréquence sur le Sillon de Talbert.

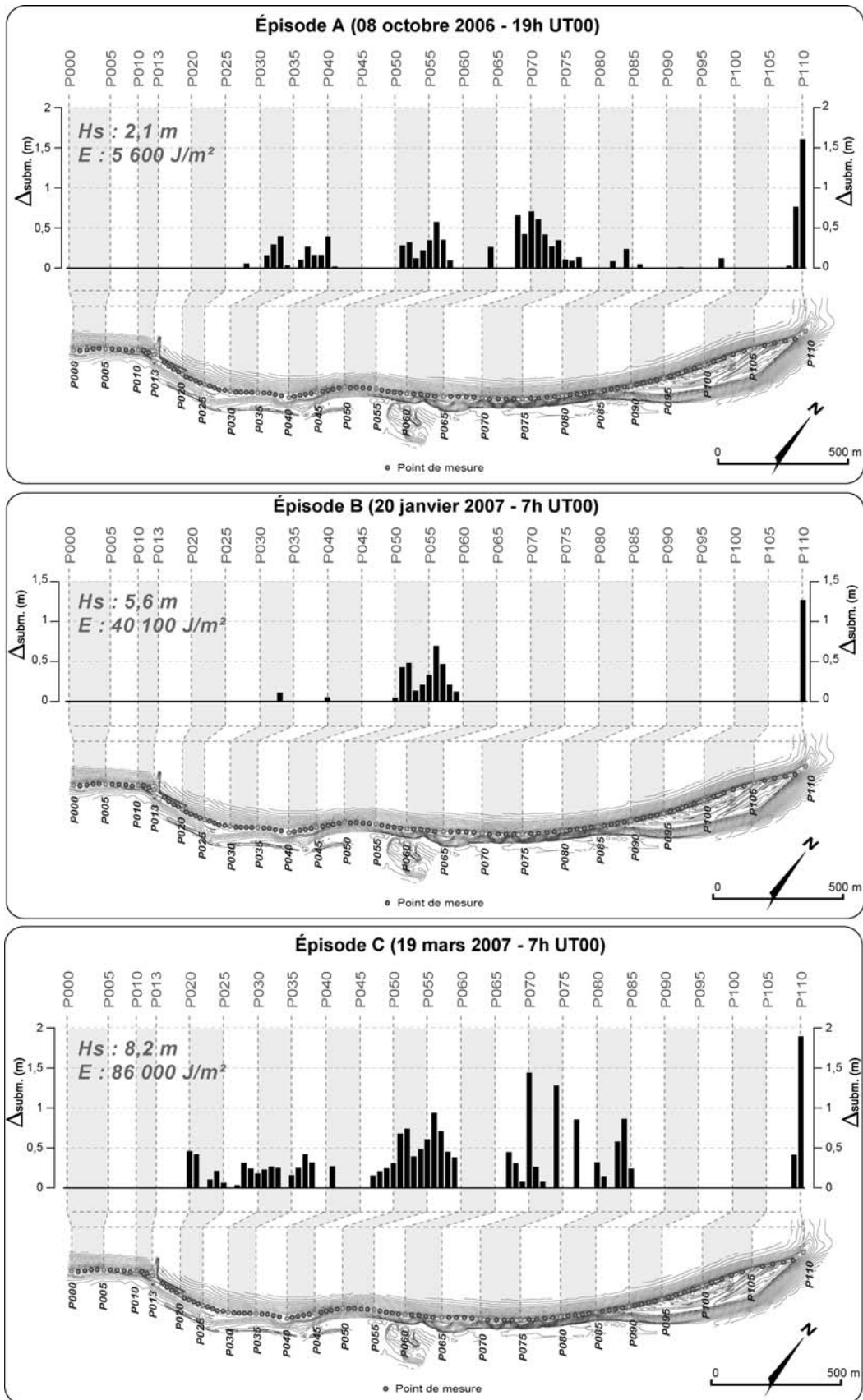


Figure 214 : Epaisseur de la colonne d'eau le long du Sillon de Talbert lors des trois principaux épisodes de submersion marine survenus entre mai 2006 et septembre 2007 (H_s : hauteur significative des houles au large, E : énergie des houles).

3-2-2- Vers un renforcement des conditions morphogéniques (2006/2007)

Par la suite, trois épisodes de submersion sont survenus entre mai 2006 et septembre 2007 et ont entraîné le franchissement du cordon par les plus hauts jets de rive (figure 213). L'épisode A, dont nous avons déjà parlé, s'est produit en contexte de faible agitation marine. Le suivi topomorphologique effectué le long des profils P028 et P048 a montré le faible impact morphogène de cet événement. L'épisode B, du 20 janvier 2007, s'est accompagné de vagues nettement plus puissantes, dont la hauteur au large a atteint 5,6 m. Cependant, cet épisode a coïncidé avec une pleine mer de faible coefficient et la submersion fut limitée à la portion de cordon comprise entre les profils P50 et P59 (figure 214). Par conséquent, dans la partie proximale, le seul événement véritablement morphogène fut l'épisode C survenu en mars 2007, dont nous avons déjà décrit les caractéristiques hydrodynamiques et météo-marines. La submersion a touché presque intégralement cette section de la flèche, ainsi que le secteur situé entre les profils P047 et P059 (photographie 36).

Il convient toutefois de souligner que cet épisode a eu un impact morphologique très différent sur chacun des profils P028 et P048. Dans le premier cas, le franchissement de la crête par les vagues n'a pas eu d'impact significatif. Il est possible que la faible pente du cordon dans cette partie de la flèche ait atténué l'énergie des vagues et limité leur capacité érosive. En revanche, au niveau du profil P048, cette submersion a causé un déversement massif de galets sur le revers et un recul du cordon par *rollover* atteignant 10 m par endroit.



Photographie 36 : Fin de l'épisode de submersion du 19 mars 2007 entre les profils P047 et P059 sur le Sillon de Talbert (Cliché : S. Allanioux, 19 mars 2007).

3-2-3- Un épisode morphogène paroxysmal : la tempête « Johanna » du 10-11 mars 2008

La tempête « Johanna », survenue les 10 et 11 mars 2008, constitue un épisode météo-marin exceptionnellement morphogène. Sur le Sillon, les vagues ont très largement franchies la crête du cordon, entraînant la remobilisation complète des parties médiane et distale de la flèche. Même la racine du cordon, bénéficiant pourtant de conditions d'abri assez prononcées, a été submergée. Des blocs de plusieurs décimètres de diamètres ont été projetés au sommet du cordon, témoignant de la puissance des vagues déferlant sur la plage. Au-delà du Sillon de Talbert, toute la côte du Trégor a subi l'impact de cet événement tempétueux. Plusieurs cordons de galets ont été très largement écrêtés, certains se sont rompus (e.g. Locquémeau). A l'échelle de la Bretagne, cette tempête a généré énormément de dégâts sur le littoral. D'après les sources de la DDE, une centaine de demandes de reconnaissance de catastrophe naturelle ont été déposées par les communes littorales (47 en Finistère, 16 dans les Côtes-d'Armor, 30 dans le Morbihan et 7 en Ille-et-Vilaine).

Cet épisode météo-marin paroxysmal est le résultat d'une perturbation atlantique ayant traversé la Bretagne dans la nuit du 9 au 10 mars 2008. Tôt dans la matinée du 10 (3h du matin), le front froid a touché la pointe bretonne générant des vents violents de SW (direction 200° à 0h30 du matin) atteignant 25 m/s associés à une chute importante des pressions barométriques (975 hpa). Vers 7h du matin, l'oeil cyclonique était centré sur le Finistère entraînant une diminution de la vitesse du vent. Dans la journée, la progression de la dépression vers l'est s'est accompagnée du passage du front chaud générant à son tour des vents violents orientés cette fois NW (direction 290° à 16h30 de l'après-midi), tandis que les pressions remontaient. C'est durant cette seconde phase que la tempête a été la plus violente.

Pour le moment, aucune donnée de houle n'est disponible à proximité du Sillon de Talbert. On peut, toutefois, se référer aux enregistrements du houlographe des Pierres Noires installé par le SHOM dans l'archipel de Molène. Ce dernier a mesuré des hauteurs significative et maximale de vagues atteignant respectivement 10,85 et 18,17 m en milieu d'après midi. D'un point de vue statistique, ces houles n'ont pas été particulièrement importantes. Durant les tempêtes de l'hiver 1989-90, les houles significative et maximale ont atteint respectivement 12,20 et 18,40 m au large de Ouessant (Fichaut et Suanez, 2008). Le caractère particulièrement destructeur de ces dernières vient du fait qu'elles sont apparues en période de marée de vive-eau pour un coefficient de 106, fait exceptionnel lorsque l'on sait que la conjonction de ces deux paramètres pour des événements de très forte magnitude n'a jamais été observée depuis le milieu du XIX^e siècle (Pirazzoli, 2000).

L'érosion du Sillon de Talbert s'est probablement produite lors de trois épisodes de pleine mer. Le premier épisode est survenu lors de la pleine mer du matin du 10 mars à 8 h00 UT 00 h. A la même heure, le marégraphe de Roscoff a enregistré un pic de surcote atteignant 60 cm (figure 215), tandis que les conditions de houle se renforçaient sur la Bretagne. Le deuxième niveau de pleine mer a été atteint vers 20 h sur le Sillon de Talbert. Malgré une surcote moins importante à Roscoff, les hauteurs maximales de la houle approchaient 15 m dans l'archipel de Molène et généraient probablement d'importants phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* à la côte. A eux seuls, ces deux événements ont probablement suffi à écrêter largement le Sillon et à le rendre plus sensible à un nouvel épisode de submersion marine. Aussi, le matin du 11 mars, la marée montante permet aux vagues d'exploiter cette situation de fragilité et causer de nouveaux dégâts sur le cordon. C'est lors de cette troisième pleine mer, qu'ont été pris les clichés présentés précédemment (photographies 32 et 33). Bien que les conditions hydrodynamiques aient été moins fortes que la veille, la hauteur maximale des vagues atteignait tout de même 12 m dans l'archipel de Molène. Ce troisième épisode a

probablement contribué, tout autant que les deux précédents, à l'érosion et au recul par *rollover* du Sillon de Talbert.

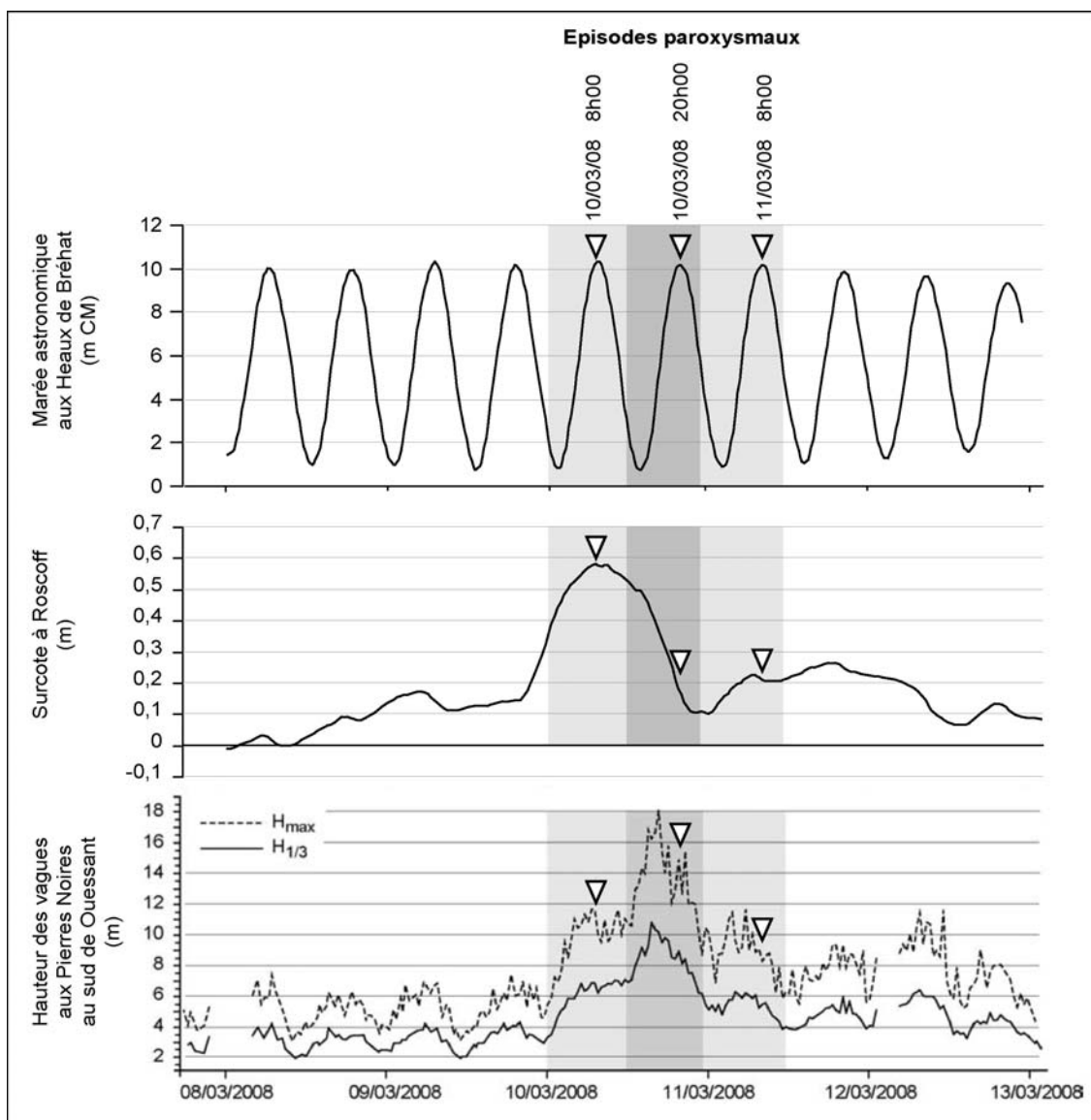


Figure 215 : Conditions météo-marines enregistrées durant la tempête « Johanna » des 10 et 11 mars 2008. Les données de houle ont été obtenues à partir d'une bouée Datawell directionnelle située dans l'archipel de Molène (site des Pierres Noires).

3-2-4- Synthèse des conditions morphogènes sur la période 2002/2008

En définitive, le faible recul enregistré sur le Sillon de Talbert entre 2002 et 2007 tient à la faible fréquence des submersions marines durant cette période. Le seul épisode véritablement morphogène s'est produit le 19 mars 2007. Malgré la puissance des vagues et le haut niveau d'eau, il n'a eu qu'un impact morphologique très limité le long de la flèche, entraînant l'ouverture de brèches dans la partie médiane et un *sluicing overwash* là où le cordon était auparavant protégé par la digue frontale en enrochement. Ailleurs, il semble que l'altitude élevée de la crête résultant de plusieurs années d'*overtopping*, ait réduit l'ampleur du phénomène de submersion.

Plus récemment, la tempête « Johanna » survenue les 10 et 11 mars 2008 a montré la capacité des phénomènes météo-marins paroxysmaux à faire reculer massivement le Sillon de Talbert. Les levés topographiques récents ont effectivement révélé l'ampleur des changements morphologiques provoqués par cette tempête survenue lors d'une pleine mer de vive-eau.

3-3- En rade de Brest

3-3-1- Aspects généraux

Les conditions hydrodynamiques qui caractérisent la période du suivi topo-morphologique réalisé sur les flèches de la rade de Brest sont synthétisées dans la figure 216A. Les données présentées portent sur la fréquence mensuelle des vents de vitesse supérieure à 10 m/s, que nous avons considéré arbitrairement comme susceptibles de générer des vagues morphogènes en rade de Brest. D'une manière générale, ces vents sont peu fréquents sur notre période d'observation. La période hivernale 2006/2007 apparaît comme la plus propice au transit sédimentaire le long des flèches et à la génération de hauts niveau d'eau à la côte.

La figure 216B permet d'affiner cette analyse en retenant uniquement les vents de vitesse supérieure à 10 m/s disposant d'une grande longueur de fetch et donc, susceptibles de donner naissance à des vagues puissantes sur nos secteurs d'étude. Sur ces derniers, les plus longs fetchs sont de secteurs ouest à nord-est. Nous avons donc retenu les vents dont la provenance est comprise entre 260° et 300°. Ces données montrent que, durant notre suivi topo-morphologique, la fréquence mensuelle de ces vents a été particulièrement faible, dépassant rarement 20 heures. L'hiver 2006/2007 apparaît à nouveau comme le plus morphogène de notre période d'observation, notamment le mois de janvier 2007 au cours duquel les vents considérés ont totalisé 55 heures. Le mois de décembre 2007 a également cumulé un nombre élevé d'épisodes en mesure de former des vagues fortes, susceptibles de mettre en mouvement les sédiments et de générer de hauts niveaux d'eau à la côte.

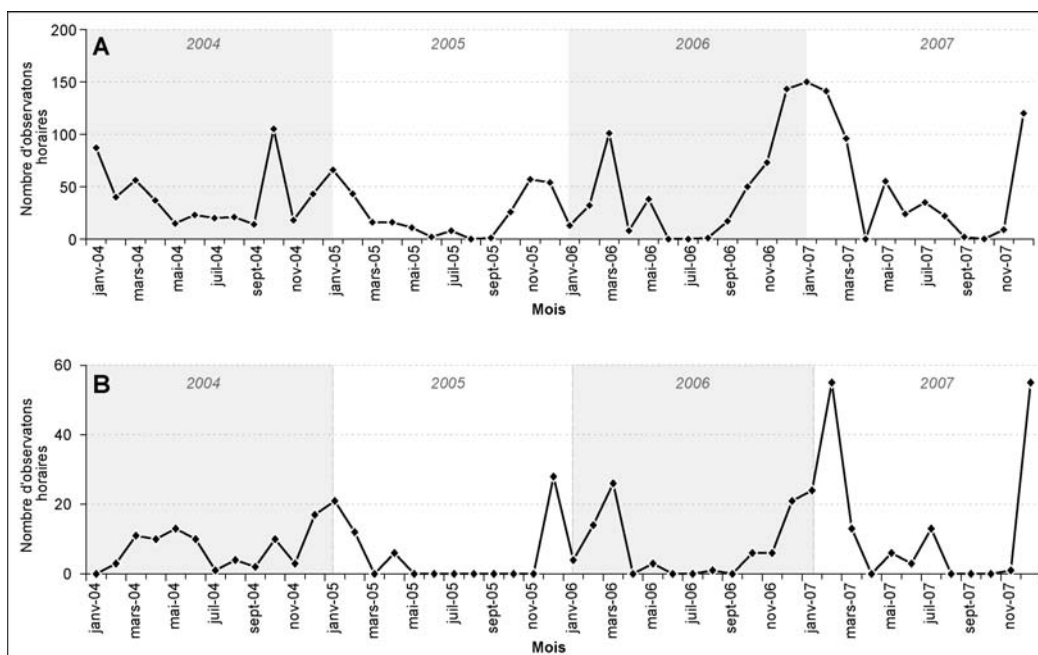


Figure 216 : A. Fréquence mensuelle des vents de vitesse supérieure à 10 m/s à Lanvéoc-Poulmic entre 2004 et 2008. B. Fréquence mensuelle des vents de vitesse supérieure à 10 m/s et de direction comprise entre 260° et 300° à Lanvéoc-Poulmic entre 2004 et 2008.

3-3-2- Flèches du Roz et du Sillon des Anglais

Ces résultats sont en accord avec les mesures topo-morphologiques effectuées entre 2004 et 2008 sur la flèche du Roz et sur le Sillon des Anglais. D'une manière générale, nous pu constater précédemment que les principaux changements morphologiques se sont opérés durant l'hiver 2006/2007 et se sont traduits par des transferts importants de matériel le long des cordons. En revanche, aucun recul par *rollover* n'a pu être observé dans ces secteurs. Cela s'explique par l'absence d'épisodes de submersion marine durant notre période d'observation, comme le montrent les figures 217 et 218.

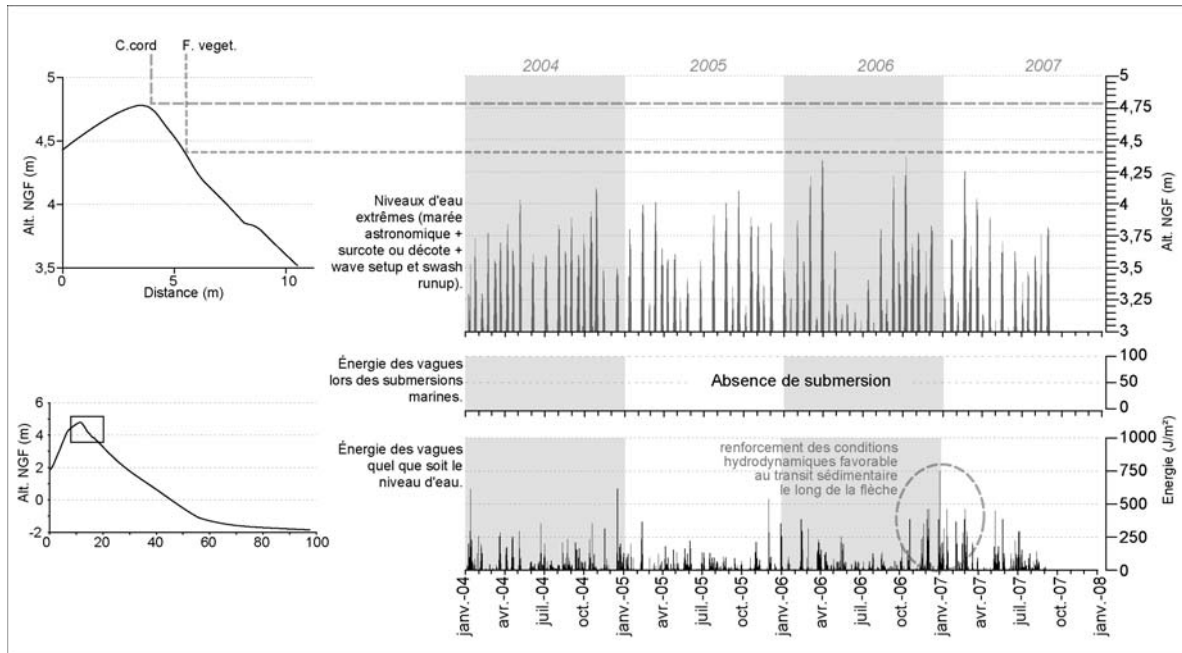


Figure 217 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche du Roz entre janvier 2004 et janvier 2008.

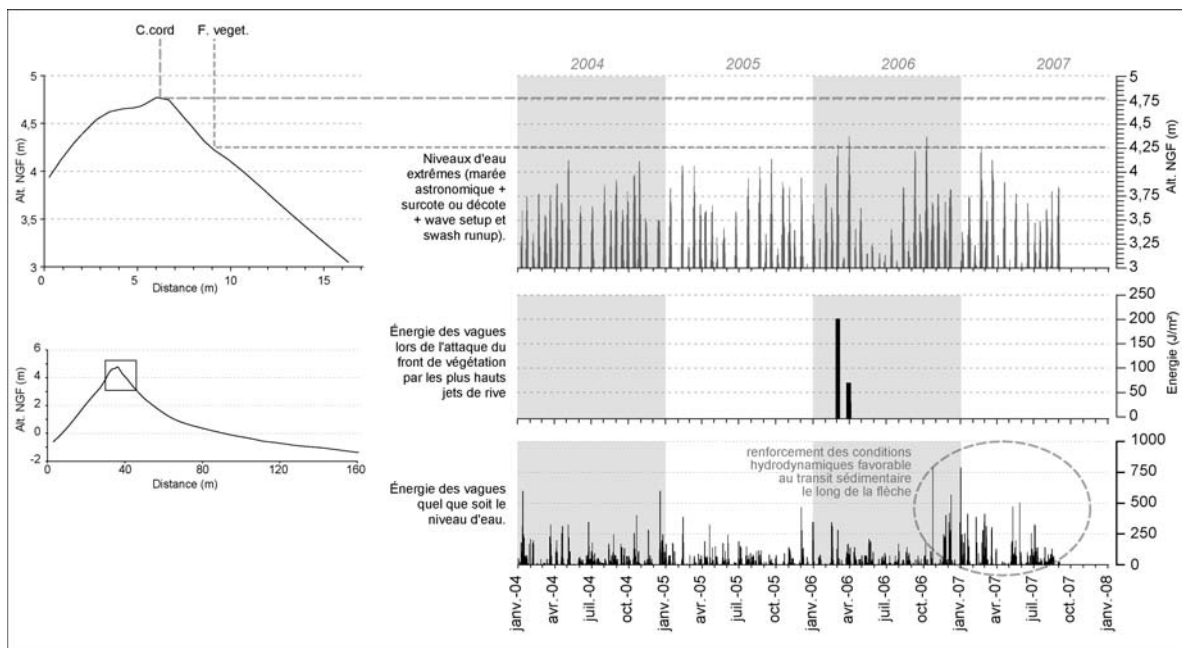


Figure 218 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur le Sillon des Anglais entre janvier 2004 et janvier 2008.

3-3-3- Flèche de Troaon

La flèche de Troaon présente une situation similaire (figure 219). Ni la crête du cordon, ni même le front de végétation n'ont été atteints par les plus hauts jets de rive de sorte que les principales évolutions se sont limitées au front du cordon et à la plate-forme de bas d'estran où nous avons pu observer la migration de matériel sous la forme de ride sub-parallèles à la côte. Il n'est donc pas étonnant que, dans ce contexte, la flèche ait connu un engraissement significatif.

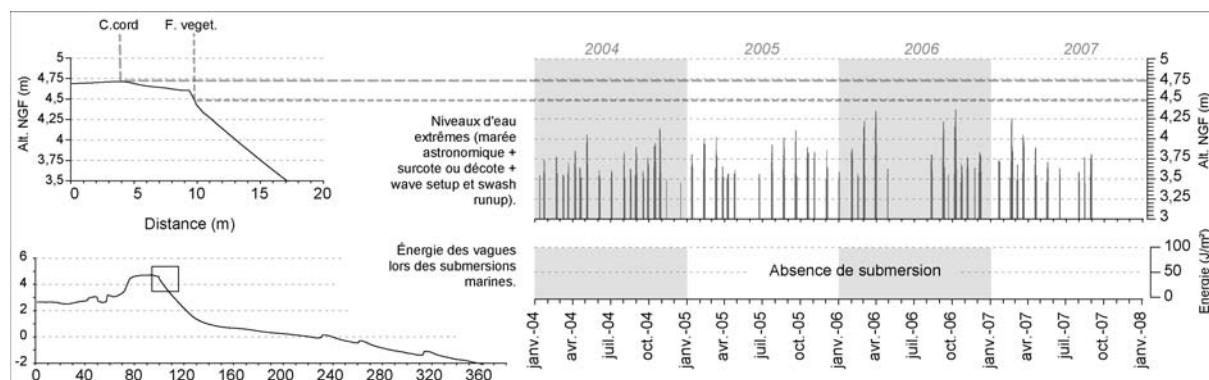


Figure 219 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche de Troaon entre janvier 2004 et janvier 2008.

3-3-4- Flèche du Loc'h

Sur la flèche externe du Loc'h, le recul de la micro-falaise sommitale s'effectue principalement entre les mois de novembre 2005 et octobre 2006. Cette érosion est liée à l'intervention de deux épisodes de hauts niveaux d'eau ayant permis l'attaque de la crête par les plus hauts jets de rive (figure 220). Il est intéressant de noter que ces deux épisodes se sont accompagnés de vagues de faible énergie, ayant néanmoins entraîné la formation d'une amorce de brèche dans le cordon. Cela révèle donc la grande fragilité actuelle de cette flèche et nous laisse envisager une rupture prochaine à l'occasion d'un épisode météo-marin de plus forte intensité.

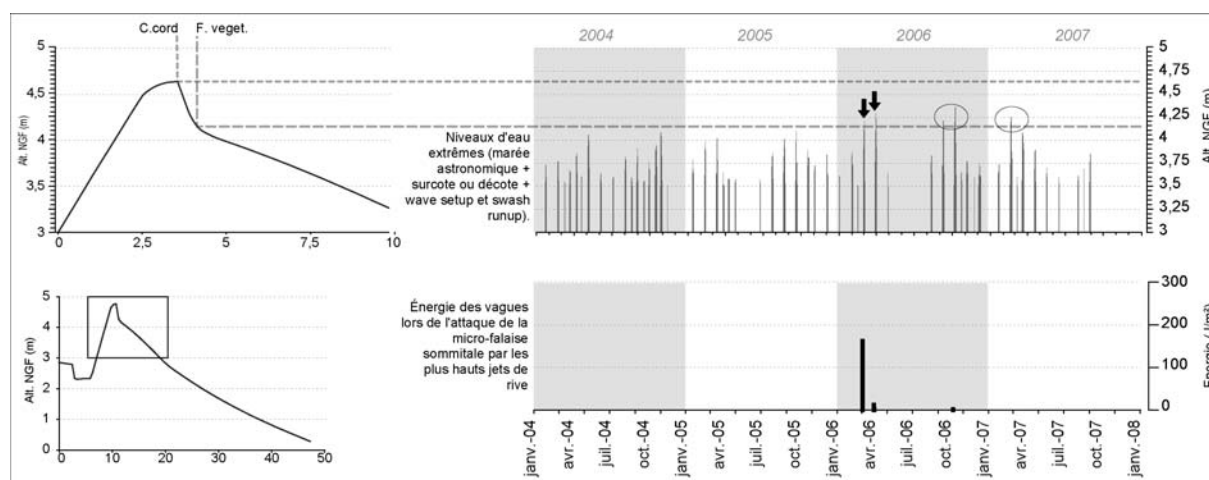


Figure 220 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche du Loc'h entre janvier 2004 et janvier 2008.

3-3-5- Flèche de Mengleuz (section orientale)

En définitive, seule la section orientale de la flèche de Mengleuz a enregistré un grand nombre de submersions marines au cours de notre suivi topo-morphologique (figure 221). Sur cette accumulation, la fréquence élevée des submersions marines est liée à la faible altitude de la crête. Sans même l'intervention des phénomènes de *wave setup* et de *swash runup*, une pleine mer de vive-eau suffit à provoquer la submersion complète du cordon par les vagues (photographie 37). L'évolution actuelle de cette flèche, caractérisée par un *rollover* régulier, est donc directement liée à cette extrême sensibilité à la submersion marine que nous avons déjà mise en évidence dans la deuxième partie de notre travail.

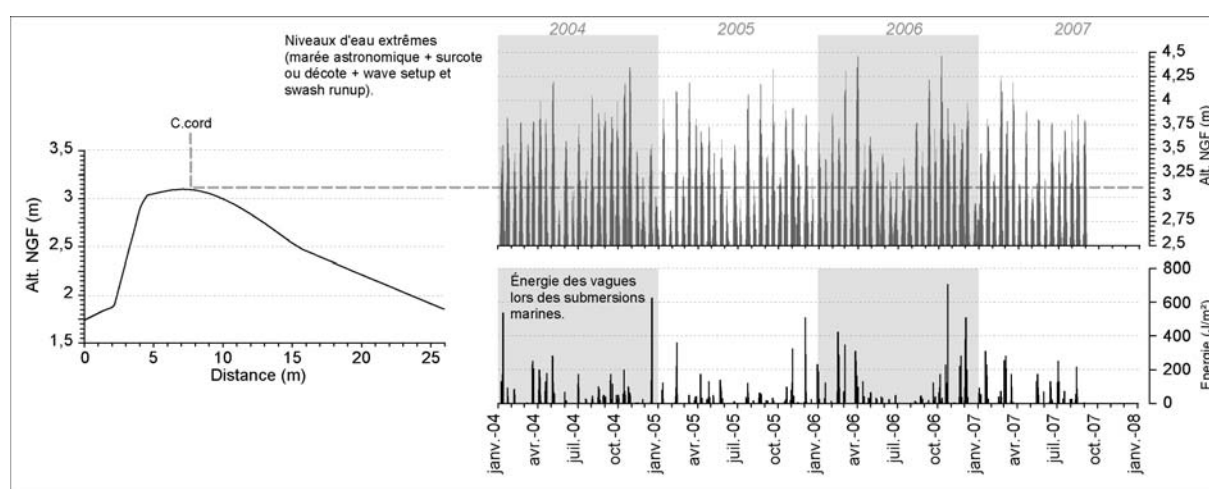


Figure 221 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche de Mengleuz (section est) entre janvier 2004 et janvier 2008.

3-4- Conclusion partielle

L'analyse des conditions météo-marines caractérisant la période 2002-2008 permet de distinguer trois phases d'activité morphogénique sur les sites étudiés. La première s'étend de l'automne 2002 à l'été 2006 et se caractérise par une quasi-absence d'épisodes de submersion marine. Sur le Sillon de Talbert, seuls les profils P028 et P048 enregistrent quelques épisodes de faible énergie qui ne provoquent aucune érosion significative du cordon. En rade de Brest, la flèche du Loc'h est la seule à subir un léger écrêtement au printemps 2006 lors des marées d'équinoxe. A deux reprises, les plus hauts jets de rive atteignent la micro-falaise sommitale et contribuent à la formation d'une amorce de brèche. Durant cette période de faible activité morphogénique, les cordons se consolident par exhaussement progressif de la crête.

La période qui s'étend de l'automne 2006 à l'automne 2007 est marquée par un renforcement des conditions météo-marines. Les vents forts sont plus fréquents en rade de Brest et donnent naissance à des vagues capables de transporter le matériel sédimentaire le long des cordons. La plupart des transits longitudinaux ont été enregistrés durant cette période sur le Sillon des Anglais et sur la flèche du Roz. Toutefois, la conjonction des paramètres marégraphiques et hydrodynamiques n'est pas favorable à la submersion des accumulations et à leur recul par *rollover*. Sur le Sillon de Talbert, toutefois, un épisode relativement morphogène (épisode C du 19 mars 2007) entraîne

localement le franchissement de la crête par les plus hauts jets de rive et une érosion de la flèche par « *sluicing overwash* ». A cet occasion, s'ouvrent les cinq brèches dans la partie proximale du Sillon, tandis que toute la portion comprise entre les profils P046 et P059 recule de plusieurs mètres vers l'est.



Photographie 37 : Les phénomènes de submersion sur la flèche de Mengleuz. A. et B. Malgré la faible hauteur des vagues, la submersion du cordon génère un flux d'eau suffisamment puissant pour entraîner un déversement des sédiments sur le revers. C. et D. Flèches de Mengleuz et de Rosmélec lors d'une pleine mer moyenne (C) et lors d'une pleine mer de vive-eau (D). (Clichés A, B, D : P. Stéphane, 27 octobre 2004 ; cliché C : 7 avril 2004).

Enfin, la troisième phase morphogénique correspond au passage de la tempête « Johanna » des 10 et 11 mars 2008 dont l'impact a été enregistré sur l'ensemble du littoral breton. Cet épisode exceptionnel résulte de la conjonction d'une pleine mer de vive-eau et d'une forte agitation marine, phénomène extrêmement rare causant une érosion considérable du Sillon de Talbert qui connaît, dans le même temps, un recul d'une dizaine de mètres en moyenne dans ses parties médiane et distale.

4- Conclusion

Le suivi topo-morphologique réalisé entre 2002 et 2008 n'a pas clairement mis en évidence la tendance à l'érosion des flèches de galets observée au cours des deux derniers siècles.

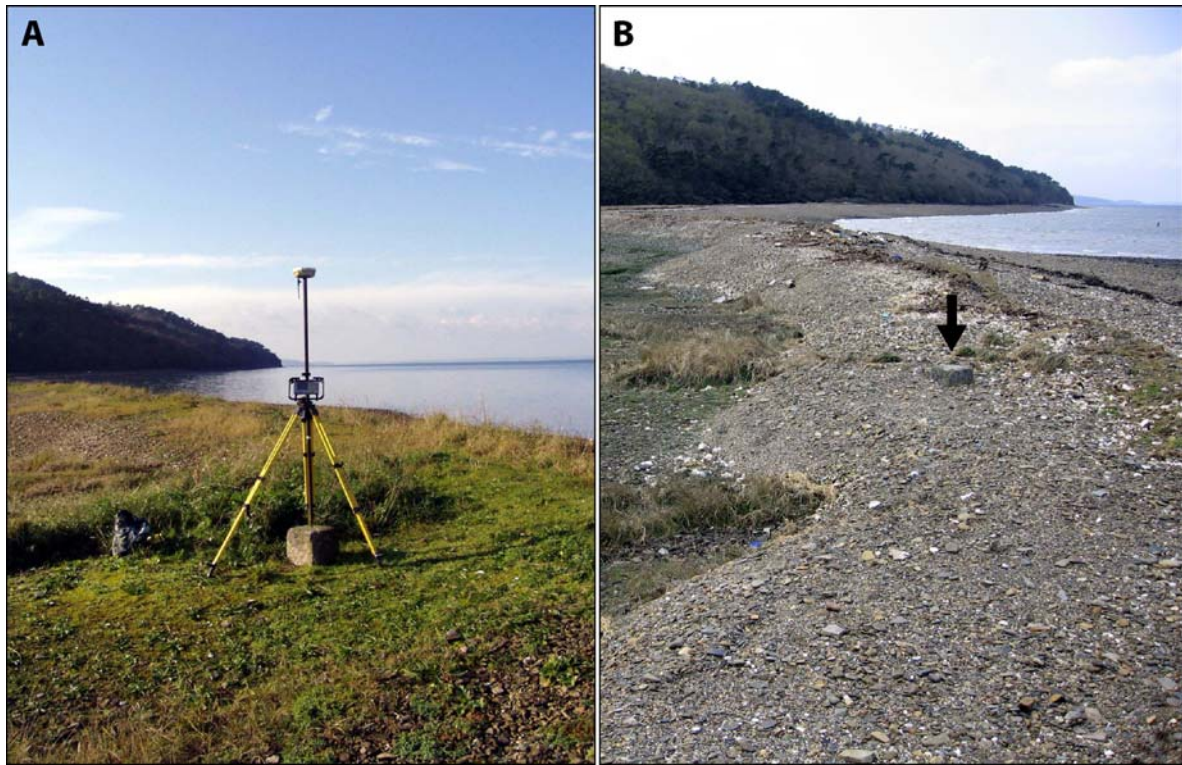
Certes, la section orientale de la flèche de Mengleuz a enregistré un recul régulier par *rollover* tout au long de notre période d'observation. Ce cordon est submergé à chaque pleine mer de vive-eau en raison de la faible altitude de sa crête. En outre, l'évolution actuelle, marquée par le développement d'un crochet médian, témoigne d'un processus de micro-cannibalisation qui devrait se solder par la rupture de la flèche dans un avenir plus ou moins proche. Nous sommes donc en présence d'une forme d'accumulation vouée à se démanteler progressivement en s'étalant vers la zone d'arrière-cordon, et cela en l'absence même de tout épisode météo-marin de forte énergie.

Toutefois, avec la flèche de Mengleuz, le secteur du Loc'h est le seul à enregistrer des phénomènes d'érosion significatifs au cours des dernières années en rade de Brest. Les changements morphologiques débutent par l'ouverture d'une brèche dans la flèche interne en décembre 2003 qui entraîne une défluviation des chenaux de marée et un renforcement des courants de jusant. Ces derniers disposent alors d'une compétence suffisante pour saper le revers de la flèche externe et exporter les galets vers les parties basses de l'estran en édifiant un vaste delta. Parallèlement, l'action des vagues sur le front du cordon provoque le recul de la micro-falaise sommitale et la formation d'une amorce de brèche à l'occasion, pourtant, d'épisodes météo-marins de faible énergie. Erodée sur le revers dans sa partie distale, menaçant de se rompre dans sa partie médiane, la flèche externe du Loc'h présente donc désormais une grande fragilité morphologique qui laisse présager son démantèlement au cours des prochaines décennies.

A l'exception de ces deux cordons, les flèches étudiées ont montré une relative stabilité et parfois même une tendance à l'engraissement. Ainsi, le secteur de Troaon a bénéficié d'apports provenant essentiellement de la plate-forme de bas d'estran, par le biais de rides sub-parallèles à la côte remontant progressivement vers le cordon. Ces observations nous amènent donc à considérer la partie basse de l'estran comme une source potentielle de matériel dans certains secteurs littoraux de la rade. Il est possible que ce type d'apport compense, par endroits, la réduction du matériel livré à la côte par les falaises meubles. Sur le site du Roz, la flèche a bénéficié des apports en provenance des plages adjacentes. Le transit longitudinal s'est effectué durant l'hiver 2006/2007 qui fut marqué par un renforcement des conditions hydrodynamiques, propice à la mise en mouvement des sédiments vers la flèche. Le suivi réalisé sur le Sillon des Anglais a également montré une accélération du transit durant cette période. Le déplacement des galets s'est traduit par un phénomène de micro-cannibalisation et un dépôt important de matériel à la pointe de la flèche. Cela semble indiquer le caractère très épisodique du transit sédimentaire le long des rivages de la rade de Brest qui peut connaître de longues pauses, en l'absence de vagues suffisamment compétentes pour mobiliser les galets. En outre, ce déplacement de matériel le long de la côte a également permis l'alimentation du Sillon des Anglais qui enregistre un bilan sédimentaire positif au terme de nos quatre années de suivi.

Par ailleurs, il convient de noter que sur les flèches du Roz, de Troaon et du Sillon des Anglais, la crête n'a jamais été franchie par les plus hauts jets de rive durant notre période d'observation et les cordons se sont maintenus dans leur position. Ce constat serait probablement à revoir si nous avions disposé d'un temps plus important pour réaliser un levé topographique de ces secteurs à la suite de la tempête « Johanna » des 10 et 11 mars 2008. Ainsi, les observations de terrain effectuées sur le Sillon des Anglais, une dizaine de jours après cet épisode tempétueux, ont permis de constater des déversements massifs de galets sur le revers du cordon, liés au franchissement de la crête par les vagues (photographie 38). En somme, les résultats de notre suivi topographique sont simplement

caractéristiques d'une pause temporaire dans la tendance au recul, mise en évidence sur une plus longue échelle de temps.



Photographie 38 : Phénomènes de déversement et recul du Sillon des Anglais dans sa partie distale lors de la tempête « Johanna ». La flèche indique la position de la borne IGN recouverte à la base de galets déversés sur le revers du cordon (Cliché A : 28 décembre 2005, P. Stéphan, Cliché B : 21 mars 2008, B. Fichaut).

Enfin, le caractère épisodique de ce recul par *rollover* a également été montré sur le Sillon de Talbert dont la mobilité s'est caractérisée par de longues phases de stabilité, entrecoupées de courtes périodes d'érosion. Ainsi, les modifications morphologiques enregistrées entre 2002 et 2006 témoignent d'une période de pause dans le retrait de la flèche, au cours de laquelle la crête a montré une tendance à l'exhaussement et à la consolidation par *overtopping*. En revanche, les transferts longitudinaux ont été prédominants. Ils se sont soldés par un départ de matériel depuis les parties médiane et proximale vers la pointe de la flèche, traduisant un phénomène de cannibalisation. Le déplacement de lobes de galets sur le revers a également permis d'observer un certain transit de matériel en arrière de l'édifice, généré par le déferlement des houles diffractées à la pointe du cordon. L'exagération de ces formes sur le revers a constitué un facteur d'instabilité morphologique car ils ont entraîné l'apparition de points de faiblesse dans la crête dont la largeur s'est trouvée considérablement réduite localement. Dès lors, un déversement par « *sluicing overwash* » fut possible à l'occasion d'un événement de haut niveau d'eau suffisamment énergétique. Un tel épisode météorologique s'est produit au mois de mars 2007 donnant naissance à une série de cinq brèches dans la partie médiane du Sillon. La portion de cordon la plus touchée par cette submersion marine fut, toutefois, la zone qui bénéficiait encore de la protection qu'offrait la digue frontale en enrochement, avant sa suppression en 2004. Dans ce secteur, le cordon a enregistré un recul de 10 m par endroits et le volume de matériel déversé sur le revers a atteint 12 500 m³. Si l'on écarte la tempête « Johanna », cet événement peut être considéré comme le plus morphogène sur la période 2002/2007. Il nous permettra donc de valider, dans le chapitre suivant, les modèles prévisionnels d'impact morphologique des submersions marines établis sur le Sillon de Talbert.

En définitive, la période durant laquelle nous avons mené notre suivi topo-morphologique (de 2002 à 2007) a été marquée par un faible nombre d'épisodes morphogènes. Les résultats obtenus sur la plupart des sites d'étude sont donc caractéristiques d'une évolution en période de calme morphogénique. Les flèches de galets se consolident et bénéficient épisodiquement d'apports sédimentaires en provenance du bas de plage ou des plages adjacentes. Le recul des édifices marque temporairement une pause. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, il est difficile d'affirmer que cette évolution s'inscrit véritablement dans une tendance à la diminution du nombre et de l'intensité des épisodes morphogènes sur les côtes de Bretagne. Toutefois, dans une étude récente portant sur les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène), Suanez *et al.* (soumis) ont inventorié l'ensemble des épisodes de hauts niveaux d'eau entre 1979 et 2007 à la pointe de la Bretagne. Les auteurs constatent que la décennie 1979-1989 est caractérisée par une fréquence élevée des épisodes morphogènes, tandis que la période 1989-2007 montre une diminution de ce type d'évènements. Cette phase de calme morphogénique a également été reconnue par Hallégouët et Hénaff (2006) dans le sud du Finistère. Dans ce secteur, un grand nombre de cordons dunaires sont actuellement en cours de progradation, après avoir connu une phase de recul importante jusqu'en 1990. Pour ces auteurs, les conditions de répit météorologique et océanique des dernières années auraient contribué à l'arrêt du processus d'érosion et même à la reconstitution naturelle des rivages. La faible pluviométrie des années 2000 aurait également été favorable à la déflation éolienne sur les estrans et au transport de sédiments vers les hauts de plages et les massifs dunaires, par l'abaissement du toit des nappes phréatiques dans les massifs dunaires et dans les accumulations intertidales.

Ainsi, comme l'envisagent Pirazzoli *et al.* (2004), le caractère cyclique des phases d'activité morphogénique en Bretagne et la diminution du nombre d'épisodes pourrait être associé à une inversion progressive de l'indice d'oscillation nord atlantique (ou NAO, pour *North Atlantic Oscillation*) passant d'une phase négative à une phase positive. Toutefois, de nombreux auteurs ont montré, qu'à lui seul, cet indice ne pouvait expliquer tous les changements (Betts *et al.*, 2004). En outre, nous avons suffisamment insisté, dans le chapitre précédent, sur la difficulté de mettre en évidence une véritable tendance au renforcement ou à la diminution des conditions météo-marines à l'échelle régionale.

La tempête « Johanna » des 10 et 11 mars 2008 vient rappeler combien les systèmes littoraux bretons fonctionnent de manière épisodique. Pour le moment, les données manquent pour évaluer de manière exhaustive les dégâts causés par cet épisode exceptionnellement morphogène sur les rivages de Bretagne. Toutefois, sur le Sillon de Talbert, nos mesures ont permis d'observer un recul de 20 m par endroits et un abaissement de la crête d'environ 2 m le long des parties médiane et distale de la flèche. En rade de Brest, les observations de terrain ont également montré que les flèches de galets ont connu de profondes modifications morphologiques lors de cet événement. La poursuite du suivi topo-morphologique que nous avons entrepris dans le cadre de cette thèse permettrait d'évaluer la capacité d'auto-organisation des cordons et leur potentiel de régénération suite à un épisode paroxysmal.

CHAPITRE 2

APPROCHES PRÉVISIONNELLES DE L'ÉVOLUTION DES FLÈCHES DE GALETS

1- Prévoir la mobilité des flèches de galets.....	392
1-1- Principes méthodologiques.....	392
1-2- Prévision de l'évolution de quelques flèches de galets de Bretagne.....	393
1-3- Les limites de l'analyse prévisionnelle.....	401
1-4- Conclusion partielle.....	402
2- Prévoir et cartographier la submersion marine le long des flèches de galets.....	402
2-1- Description de la méthode.....	402
2-2- Résultats en rade de Brest.....	405
2-3- Résultats sur le Sillon de Talbert.....	416
2-4- Conclusion partielle.....	419
3- Prévoir l'impact morphologique des submersions marines sur les flèches de galets.....	420
3-1- Hiérarchisation des réponses morphologiques à partir de la Storm Impact Scale de Sallenger (2000).....	420
3-2- Application de la Storm Impact Scale et cartographie de l'impact morphologique potentiel des niveaux d'eau extrêmes.....	421
3-3- Validation de l'analyse prévisionnelle.....	423
3-4- Conclusion partielle.....	425
4- Conclusion.....	425

Dans le cadre d'une gestion des flèches de galets, sur laquelle nous insisterons dans le chapitre suivant, l'approche prédictive de l'évolution littorale présente un grand intérêt. Elle permet, en effet, d'anticiper à la fois sur les changements morphologiques à venir et sur les réponses éventuelles à apporter pour éviter la rupture des édifices sédimentaires. Elle permet également de localiser les points de fragilité le long des cordons pouvant nécessiter une surveillance accrue de la part des gestionnaires.

A ce jour, un grand nombre de méthodes d'analyse prévisionnelle, plus ou moins quantitatives, ont été élaborées pour déterminer l'évolution future du littoral. Certaines d'entre elles s'attachent à prévoir la position future du trait de côte en s'appuyant sur des données d'évolution historique de la ligne de rivage (Dolan *et al.*, 1991 ; Fenster *et al.*, 1993 ; Douglas et Crowell, 2000 ; Fenster *et al.*, 2001 ; Honneycutt *et al.*, 2001 ; Durand et Heurtefeux, 2006). Elles sont fréquemment employées dans le cadre de politiques de gestion du risque d'érosion côtière sur des secteurs à forte vulnérabilité (Dean et Malakar, 1999). Toutefois, elles s'intéressent uniquement à la mobilité littorale, sans tenir compte des processus intervenant dans cette mobilité. D'autres méthodes, en revanche, s'appuient sur la simulation de phénomènes météo-marins tels que les submersions marines, qui entrent en jeu dans l'érosion côtière et le recul du trait de côte (Garès, 1990 ; Bellomo *et al.*, 1999 ; Donnelly *et al.*, 2006 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Suanez *et al.*, 2007). Elles aboutissent souvent à l'élaboration d'une cartographie des secteurs susceptibles de connaître des modifications morphologiques lors d'un épisode morphogène donné. Cependant, l'ampleur des changements morphologiques reste difficile à déterminer précisément dans les secteurs affectés par la submersion. Récemment, Sallenger (2000) a néanmoins proposé une échelle d'impact morphologique des tempêtes (*Storm Impact Scale*) que nous présentons dans la seconde partie de notre travail. Différentes réponses morphologiques ont été reconnues sur les cordons littoraux en fonction du niveau atteint par les plus hauts jets de rive. Sur ce principe, l'impact d'un épisode tempétueux sur la morphologie littorale peut être déterminé avec un degré de précision plus important. Enfin, il convient de citer les méthodes basées sur la loi de Bruun (Bruun, 1962, 1988) et développées sur les cordons de type île-barrière mises au point afin d'estimer l'évolution des cordons par rapport à une élévation du niveau moyen de la mer (Dean et Maurmeyer, 1983 ; SCOR Working Group 89, 1991).

L'objectif de ce chapitre est de tester successivement trois méthodes d'analyse prévisionnelle sur quelques-uns de nos secteurs d'étude, en apportant un regard critique sur chacune de ces méthodes. Notons, par ailleurs, qu'il existe actuellement une multitude de modèles numériques développés dans le but de prédire l'évolution future d'une forme d'accumulation littorale, en intégrant de nombreux paramètres physiques qui interviennent dans les transferts sédimentaires à la côte (Basco, 2004 ; Kraus et Hayashi, 2004 ; Lesser *et al.*, 2004). Ce type d'approche modélisatrice a été écarté dans notre travail, par manque de temps et de moyens nécessaires à sa mise en œuvre.

1- Prévoir la mobilité des flèches de galets

1-1- Principes méthodologiques

Les prévisions concernant l'évolution du trait de côte ont fait l'objet de nombreux développements méthodologiques (Dolan *et al.*, 1991 ; Fenster *et al.*, 1993 ; Douglas et Crowell, 2000 ; Fenster *et al.*, 2001 ; Honneycutt *et al.*, 2001). Elles se basent sur la détermination d'une tendance à partir de données historiques sur la position de la ligne de rivage, le plus souvent

obtenues par le traitement numérique de cartes anciennes et de photographies aériennes. Les tendances sont ensuite prolongées dans le futur, ce qui permet de déterminer la position probable du trait de côte pour les années à venir.

Dolan *et al.* (1991) ont rappelé les différentes méthodes permettant de déterminer une tendance à partir de données historiques. La méthode de la régression linéaire est considérée comme la moins aléatoire (Fenster *et al.*, 2001) et sera utilisée dans notre travail. Cette méthode suppose toutefois que la mobilité littorale soit régulière dans le temps et ne connaisse ni accélération, ni ralentissement.

La prise en compte des données historiques influencées par l'impact des tempêtes (*outliers*) a également été discutée (Fenster *et al.*, 2001 ; Honneycutt *et al.*, 2001). Certains auteurs recommandent ainsi d'exclure les points qui s'écarteraient franchement de la tendance générale, tandis que d'autres conseillent de tenir compte de l'ensemble des données historiques disponibles. La question n'ayant jamais été tranchée, nous avons opté pour la seconde option et nous tiendrons compte de toutes les positions passées du trait de côte dont nous disposons. Toutefois, nous avons choisi de ne pas intégrer les données obtenues à partir des cartes anciennes, en raison des incertitudes importantes liées à l'utilisation de ce type de document.

Cette méthodologie a été testée sur trois de nos secteurs d'étude : le Sillon de Talbert, le secteur de Bétahon et la flèche de Mengleuz. Les tendances ont été calculées au niveau de chaque transect ayant servi à quantifier la mobilité récente du trait de côte. Les régressions ont été calculées à partir de sept dates sur le secteur de Bétahon et de huit dates sur le Sillon de Talbert et sur la flèche de Mengleuz. La qualité de l'ajustement linéaire a été testée par le calcul du coefficient de détermination r^2 . La marge d'erreur a été estimée en mesurant les écarts entre les valeurs réelles d'évolution passée et les valeurs calculées par le modèle linéaire pour l'ensemble des dates (Durand et Heurtefeux, 2006). Les erreurs sont assez variables selon les transects et seront rappelées dans le commentaire des résultats. Enfin, la position future du trait de côte a été replacée le long de chaque transect en utilisant la méthodologie décrite dans la figure 222.

1-2- Prévision de l'évolution de quelques flèches de galets de Bretagne

1-2-1- Le recul futur du Sillon de Talbert

Avant de présenter les résultats relatifs à l'évolution future du Sillon de Talbert, il convient de s'intéresser aux erreurs inhérentes à la méthodologie employée. La position de la flèche mesurée en mars 2008 a été comparée avec la position prédite pour cette même date par les régressions linéaires calculées le long du Sillon (figure 223 et 224A). La différence moyenne entre les deux valeurs est d'environ 5 m, mais elle peut atteindre 30 m par endroits, illustrant la part d'incertitude importante liée à ce type de méthodologie.

Le traitement statistique réalisé a porté sur la période 1930/2008, couverte par l'analyse des photographies aériennes. Dans l'ensemble, le modèle linéaire surestime le recul du cordon dans sa partie proximale. Comme nous l'avons constaté à partir du suivi topo-morphologique, ce secteur a peu reculé depuis 2002. De la même façon, la tempête « Johanna » (mars 2008) a eu un impact limité dans cette partie de la flèche qui, auparavant, a pourtant connu un retrait rapide lié à l'ouverture de deux larges brèches. La surestimation est donc liée à un ralentissement du recul dans ce secteur du Sillon, ralentissement qui n'est pas pris en compte par le modèle de régression linéaire et qui

s'explique en partie par des interventions de rechargement sédimentaire et de comblement de brèches.

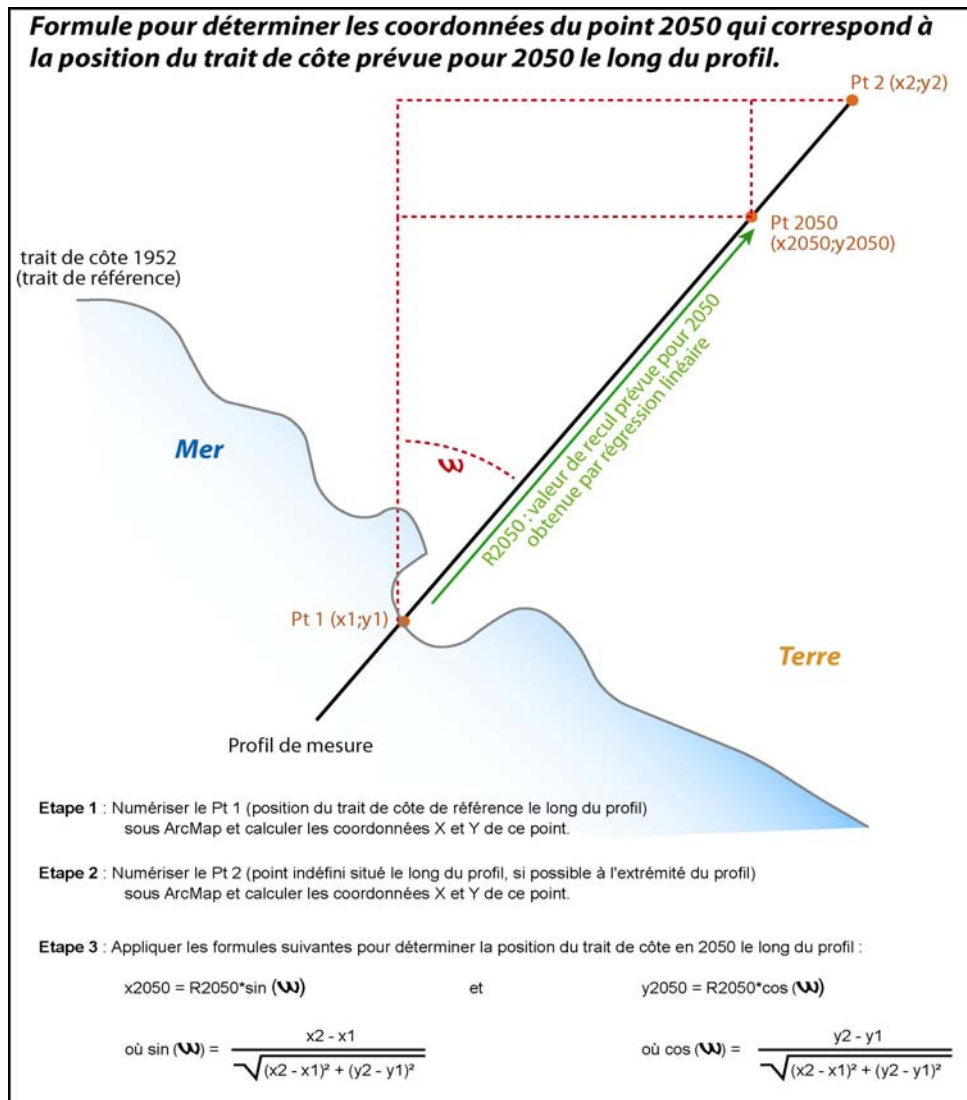


Figure 222 : Méthodologie utilisée pour reconstituer la position du trait de côte à partir des valeurs obtenues par régression linéaire.

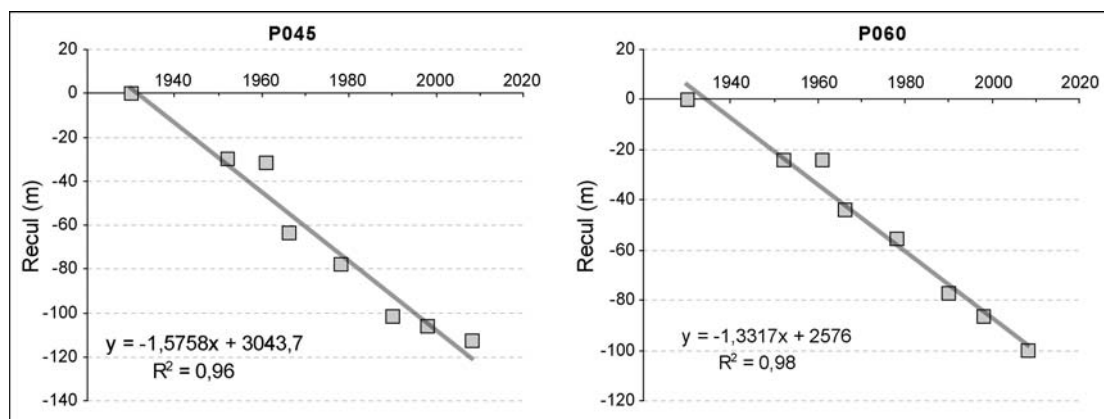


Figure 223 : Exemples de régressions linéaires calculées sur le Sillon de Talbert à partir des données de mobilités obtenues entre 1930 et 2008.

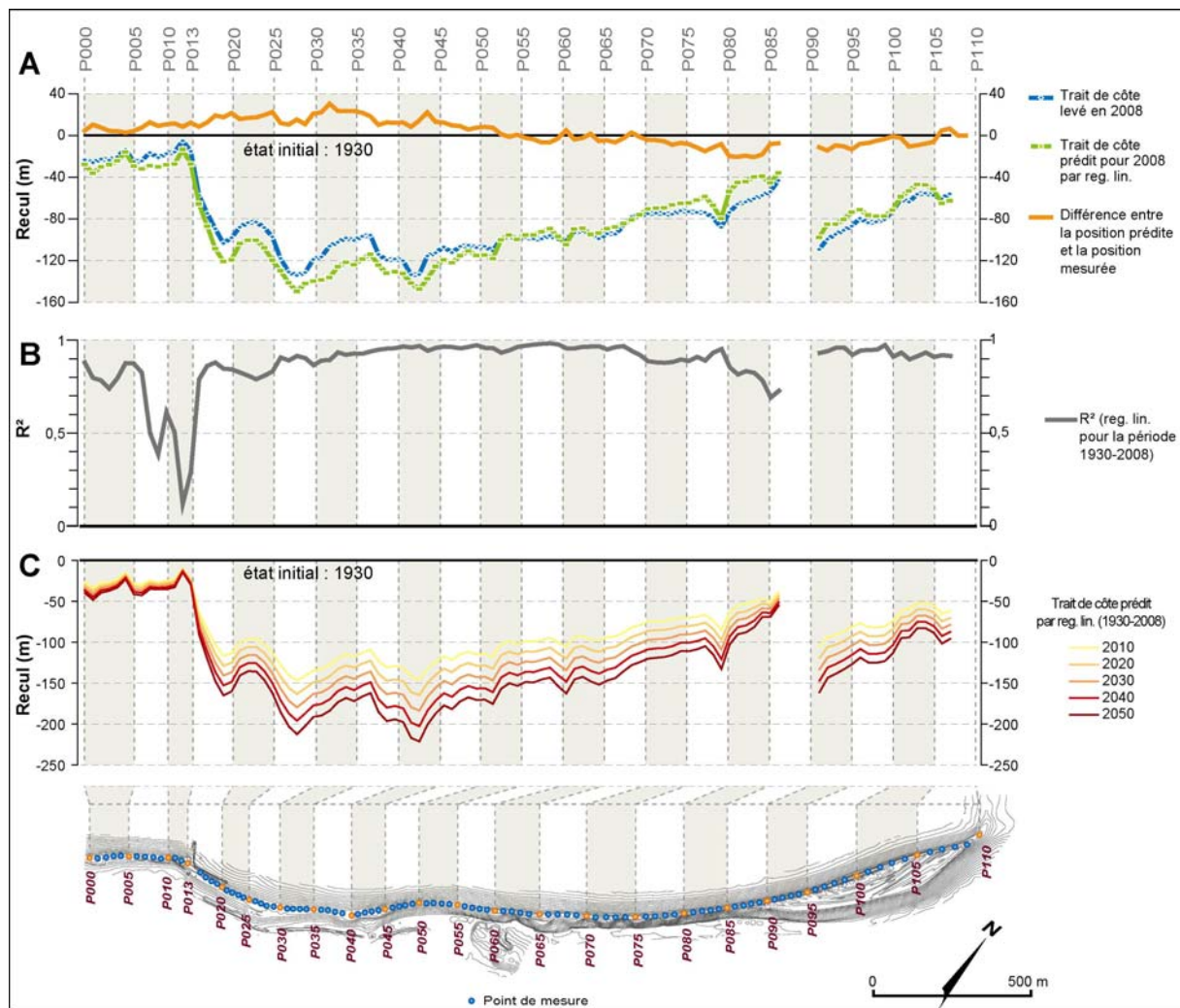


Figure 224 : A. Comparaison entre la position prédite par régression linéaire (période 1930-1998) et la position mesurée du trait de côte en 2008. B. Coefficient de détermination R^2 des régressions linéaires dressées le long des profils de mesure sur la période 1930-2008. C. Position du trait de côte prédite pour 2010, 2020, 2030, 2040 et 2050.

A l'inverse, le modèle sous-estime légèrement le recul de la flèche dans sa partie distale (figure 224A). Dans ce secteur, le cordon a enregistré un recul très important lors de la tempête « Johanna », ce qui explique que les valeurs fournies par le modèle sont inférieures à la réalité. Nous l'avons rappelé précédemment, notre analyse tient compte des données influencées par les tempêtes et peut conduire à des écarts entre les modèles statistiques et la réalité.

Cette comparaison illustre, d'ores et déjà, les limites de la méthodologie mise en place pour appréhender l'évolution future du Sillon de Talbert. Nous avons vu précédemment que le recul de la flèche s'effectue par à-coups lors d'épisodes météo-marins exceptionnels. Ce caractère épisodique et, dans une certaine mesure, aléatoire de la mobilité rend très délicate les analyses prévisionnelles, surtout lorsqu'elles s'appuient sur des modèles linéaires qui considèrent l'évolution littorale comme un phénomène constant et régulier.

Les perspectives établies pour 2010, 2020, 2030, 2040 et 2050 doivent donc être considérées avec une grande prudence. Ces résultats sont présentés dans la figure 224C et indiquent que la partie proximale devrait connaître un recul atteignant 60 m par endroits entre 2010 et 2050. Ainsi, le décrochement de la flèche avec sa racine devrait s'accroître progressivement. Les valeurs de recul

les plus importantes apparaissent dans l'axe des anciennes brèches, ouvertes dans les années 1990 et colmatées artificiellement en 2004 (figure 224). Toutefois, ces prévisions, n'intégrant pas le ralentissement du recul enregistré depuis 2002 dans ce secteur, sont peu réalistes.

La cinématique future de la flèche apporte, malgré tout, des éléments de réponse face à une interrogation fréquente des gestionnaires du site, désireux de savoir si le cordon pourrait, dans un proche avenir, bénéficier du point d'ancrage que constitue la pointe de Mer Melen située plus au sud (figure 225). Au vu des résultats obtenus, cette éventualité semble très hypothétique. En effet, le temps nécessaire au cordon pour atteindre cette pointe est très supérieur à la période couverte par notre analyse prévisionnelle. Or, il n'est pas improbable que, durant ce laps de temps, le cordon connaisse à nouveau une érosion importante à travers l'ouverture de brèches dans sa partie proximale, tel que cela s'est produit au cours des dernières décennies.



Figure 225 : Prévion d'évolution du Sillon de Talbert entre 2010 et 2050 et modifications morphologiques éventuelles.

Par ailleurs, la figure 225 montre que d'ici 2010, le cordon aura atteint l'île Blanche contre laquelle il pourra s'appuyer. Les courants de jusant qui, jusqu'à présent, longent le revers dans cette partie de la flèche seront contraints de dévier leur course pour rejoindre la mer et causeront probablement quelques phénomènes d'érosion localisés. En outre, il est à craindre que cet ados ne favorise le développement d'un crochet médian similaire à celui observé sur la flèche orientale de Mengleuz. Si elle venait à se produire, cette micro-cannibalisation pourrait conduire à la rupture de la flèche dans sa partie médiane.

1-2-2- Le recul de la flèche orientale de Mengleuz

Contrairement au Sillon de Talbert dont le recul est épisodique, la flèche orientale de Mengleuz a connu un recul régulier par *rollover* depuis la fin des années 1970. Les tendances obtenues par régression linéaire sur la période 1978/2008 peuvent alors être extrapolées dans le futur avec une part d'incertitude nettement moins importante (figure 226). Ainsi, les écarts entre les valeurs réelles d'évolution passée et les valeurs calculées par le modèle linéaire sont estimés à 1 m en moyenne. De la même façon, les coefficients de détermination atteignent 0,98 en moyenne sur l'ensemble des régressions calculées (figure 227).

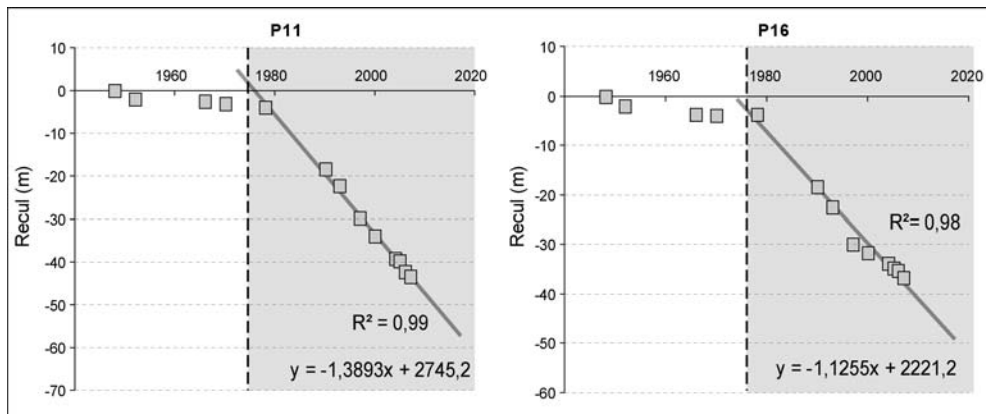


Figure 226 : Exemples de régressions linéaires calculées à partir des données de mobilité de la flèche de Mengleuz.

Les résultats obtenus indiquent un recul très important de la flèche vers l'est qui devrait atteindre 44 m entre 2007 et 2050 (figure 227). Dans certains secteurs, l'évolution future reste cependant imprévisible. Ainsi, il est difficile de déterminer la manière dont va évoluer le crochet médian, édifié entre 2004 et 2007. Est-il susceptible de reculer au même rythme que le reste du cordon ? Son allongement vers l'est peut-elle se poursuivre indéfiniment, sans provoquer la rupture de la flèche immédiatement en aval-dérive ?

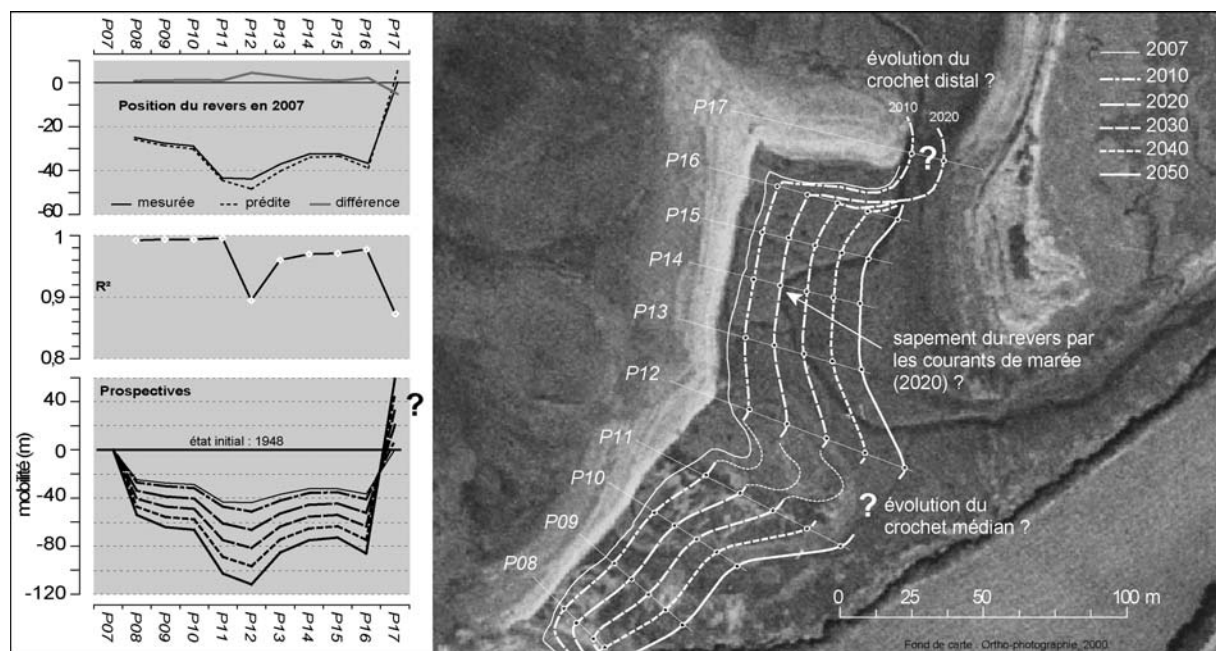


Figure 227 : Prédiction d'évolution du Sillon de Talbert entre 2010 et 2050 et modifications morphologiques éventuelles.

De la même façon, il est difficile de prévoir l'évolution du crochet distal au cours des prochaines décennies. La régression linéaire réalisée le long du profil P17 suppose un développement important du crochet qui finirait par rejoindre la flèche de Rosmélec à l'horizon 2020, entraînant la fermeture du marais maritime et sa transformation en lagune saumâtre. Cette évolution n'aura probablement jamais lieu en raison de l'entretien constant de la passe par des courants de marée relativement forts.

Enfin, il faut rappeler qu'entre les profils P13 et P16, le cordon recule sur une vasière dont l'altitude décroît progressivement vers l'est jusqu'au chenal de marée. Tout en roulant sur elle-même, la flèche risque de perdre progressivement de sa hauteur puisqu'elle devra combler un espace d'arrière-cordon de plus en plus déprimé. La sensibilité du cordon à la submersion marine ne va donc cesser de s'accroître. En 2020, le revers aura atteint le fond du talweg et se situera à l'emplacement de l'actuel chenal de marée. Le cordon sera probablement sapé par les courants de flot et de jusant qui exporteront alors les sédiments vers le large. Il n'est donc pas impossible que d'ici une quinzaine d'années, la flèche orientale de Mengleuz présente une morphologie similaire à celle de la flèche du Faou, c'est-à-dire une accumulation de faible hauteur découvrant uniquement à basse mer. Ce scénario traduirait le démantèlement progressif de la flèche de Mengleuz.

1-2-3- Evolution future de l'anse de Bétahon : érosion des falaises de Cromenach, recul du cordon de la Bédume et avancée de la flèche de Bétahon

Les tendances d'évolution du trait de côte mesurées dans l'anse de Bétahon sur la période 1952/2000 (figure 228) ont été extrapolées jusqu'en 2050. Ce travail a porté à la fois sur les falaises de Cromenach, sur le cordon de la Bédume et sur la flèche de Bétahon. Ainsi, toute la cellule hydrosédimentaire, depuis les secteurs d'alimentation jusqu'aux secteurs d'accumulation, a été prise en compte dans cette analyse prévisionnelle.

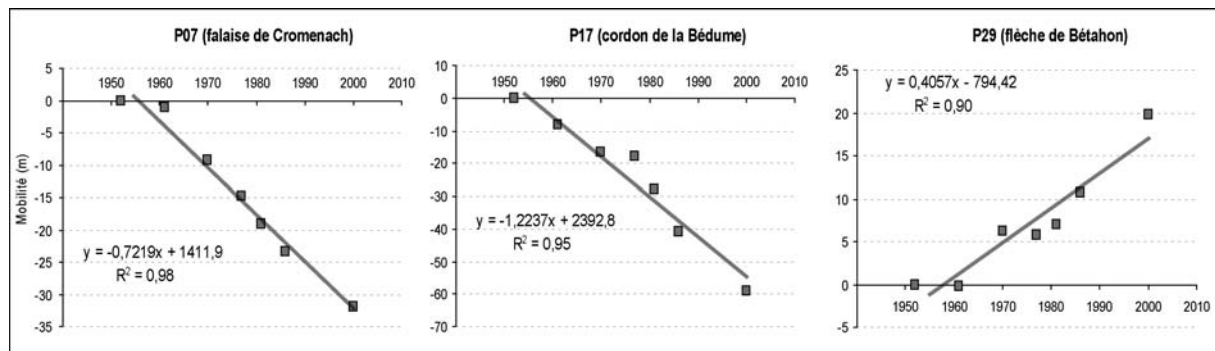


Figure 228 : Exemples de régressions linéaires calculées sur la période 1952/2000 dans les secteurs de Cromenach, de la Bédume et de Bétahon.

Concernant la qualité des régressions linéaires, le coefficient de détermination r^2 est relativement élevé sur les secteurs de Cromenach et de la Bédume, estimé à 0,93 en moyenne (figure 229). Il s'explique par une évolution littorale relativement régulière au cours des cinquante dernières années. Les écarts entre les valeurs réelles d'évolution passée et les valeurs calculées par le modèle linéaire sont estimés à 2,3 m en moyenne sur les falaises de Cromenach et à 5 m sur le cordon de la Bédume. Sur la flèche de Bétahon, en revanche, la qualité de l'ajustement linéaire est médiocre et les coefficients de détermination se situent autour de 0,57 en moyenne (figure 229). Comme nous l'avons vu précédemment, l'évolution récente de cette flèche est caractérisée par une relative stabilité, ponctuée, durant la décennie 1980, par la mise en place rapide d'avant-dunes au sommet du cordon.

Par conséquent, l'avancée de la ligne de rivage n'a pas été constante au cours des cinquante dernières années et explique les faibles valeurs du R^2 . Il est donc possible que les prévisions réalisées s'écartent fortement de la réalité. Toutefois, les différences entre la position réelle du trait de côte et la position prédite par les régressions ne dépassent pas 2,7 m en moyenne.

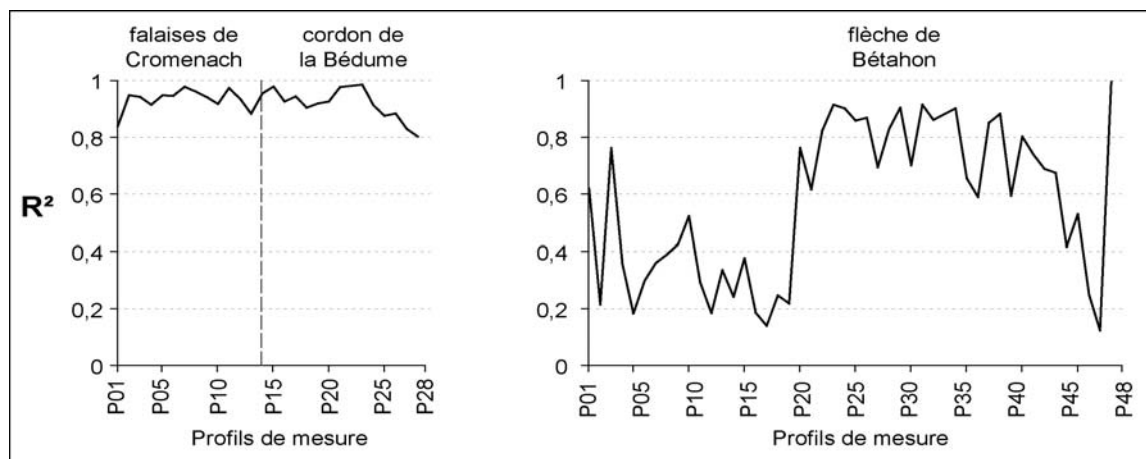


Figure 229 : Coefficient de détermination des régressions linéaires calculées sur les secteurs de Cromenach, de la Bédume et de Bétahon.

Les résultats obtenus sur les falaises de Cromenach et le cordon de la Bédume révèlent une érosion importante de ce secteur jusqu'en 2050 (figure 230).

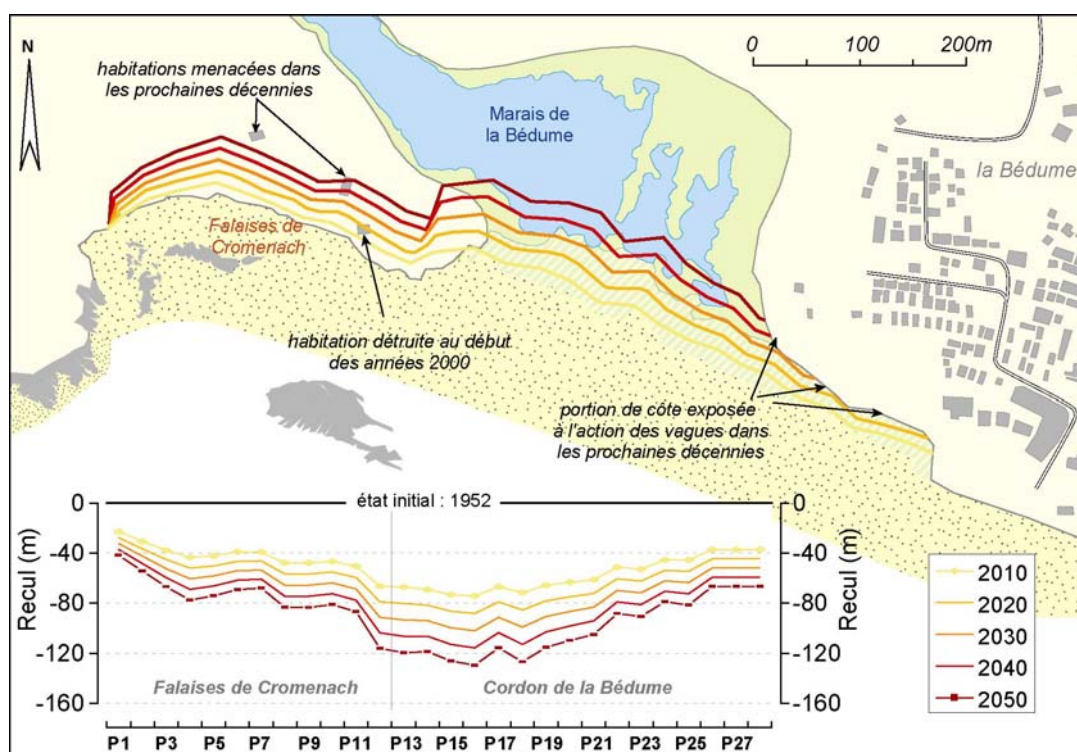


Figure 230 : Prévision d'évolution des falaises de Cromenach et du cordon sableux de la Bédume.

Le recul des falaises menacerait notamment deux habitations situées immédiatement en arrière du versant littoral, tandis que le cordon de la Bédume migrerait vers l'intérieur du marais et tendrait à disparaître complètement dans sa partie orientale, exposant un linéaire côtier toujours plus important

à l'action érosive des vagues. Ce recul devrait s'effectuer à travers l'ouverture épisodique de brèches et la mise en place d'épandages sableux vers l'intérieur du marais, similaires à ceux observés précédemment sur les photographies aériennes (figure 177).

Si le transit sédimentaire n'est pas perturbé jusqu'en 2050, le recul des falaises de Cromenach devrait favoriser l'alimentation de la flèche de Bétahon, laquelle pourrait connaître un engraissement généralisé dans les prochaines décennies. Cette bonne alimentation sédimentaire devrait permettre la mise en place de nouvelles avant-dunes au sommet du cordon et une avancée du trait de côte (figure 231).

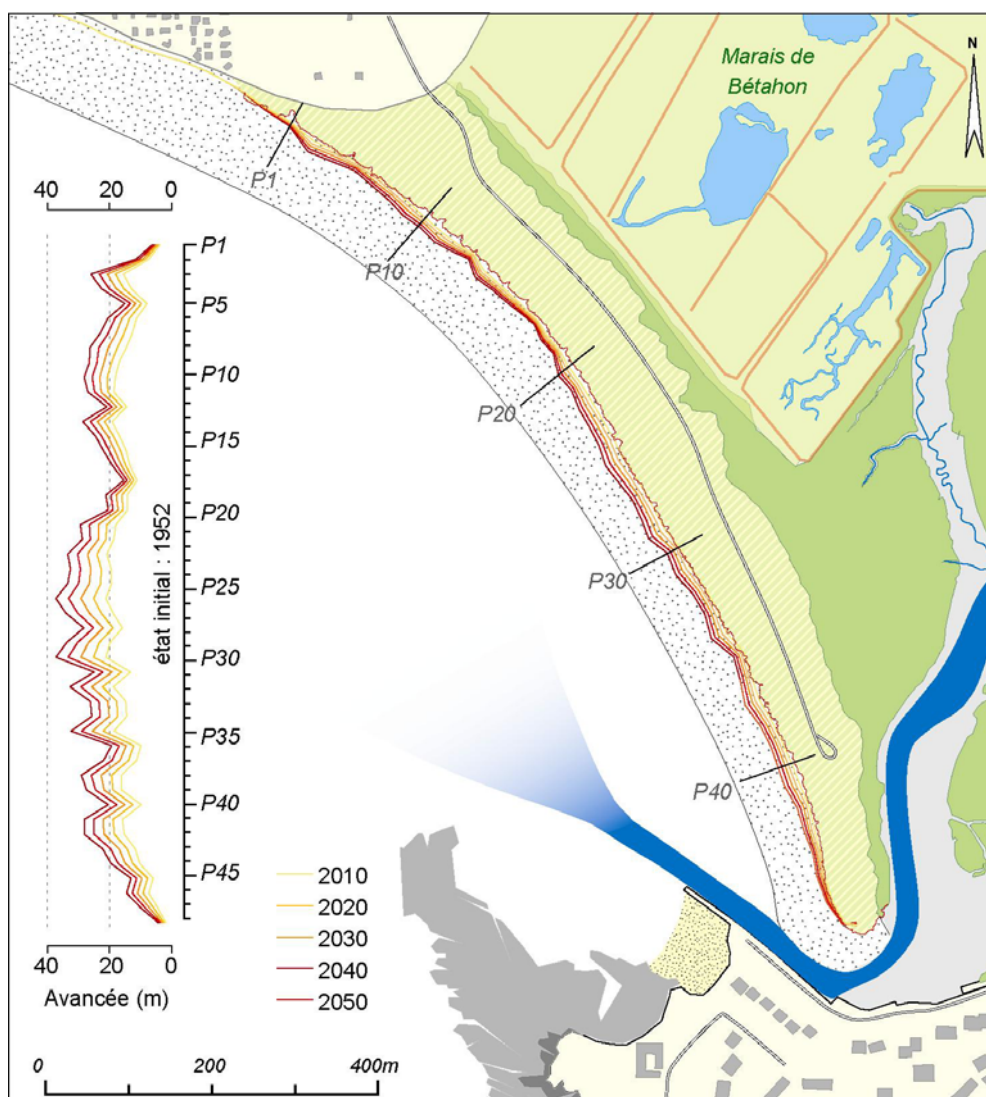


Figure 231 : Prédiction d'évolution de la flèche de Bétahon.

Les valeurs d'avancée obtenues à partir des régressions linéaires doivent toutefois être considérées avec une grande prudence. En effet, il est possible que la construction des dunes au sommet du cordon s'effectue par à-coups et non pas de façon régulière. Les facteurs qui contrôlent les transits éoliens sur le haut de plage sont nombreux (Psuty, 1992 ; Meur-Ferrec et Ruz, 2002) et rien ne permet de prédire le rythme, la localisation et la période d'édification des avant-dunes. Nous retiendrons donc simplement dans ce secteur, la tendance à l'engraissement qui devrait se poursuivre jusqu'en 2050, si rien ne vient perturber le recul des falaises de Cromenach et le transit sédimentaire en direction de la flèche.

1-3- Les limites de l'analyse prévisionnelle

L'analyse prévisionnelle menée sur les secteurs de Bétahon, de Mengleuz et du Sillon de Talbert nous a permis de soulever plusieurs limites inhérentes à ce type d'étude.

Tout d'abord, il convient d'insister sur le nombre limité de données historiques concernant la position du trait de côte que nous avons utilisées pour retracer les tendances d'évolution. La plupart des auteurs (Fenster *et al.*, 1993 ; Hayden *et al.*, 1979 ; Dolan *et al.*, 1991 ; Crowel *et al.*, 1993 ; Honneycutt *et al.*, 2001 ; Fenster *et al.*, 2001 ; Durand et Heutefeux, 2006) rappellent que, pour obtenir des prévisions d'une fiabilité acceptable, il faudrait théoriquement disposer d'un échantillon minimal de trente données d'évolution passée couvrant un laps de temps au moins deux fois supérieur à la durée de la prévision. En pratique, ces conditions ne sont jamais réunies et expliquent que la plupart des analyses de ce type comporte une part d'incertitude importante. Dans notre étude, la série de données historiques que nous avons utilisée est constituée de sept à huit dates seulement selon les secteurs. Les périodes sur lesquelles ont été dressées les tendances sont également très courtes et s'étendent sur 78 ans pour le Sillon de Talbert (période 1930/2008), sur 48 ans pour le secteur de Bétahon (période 1952/2000) et sur 29 ans seulement pour la flèche de Mengleuz (période 1978/2007). Dans ce dernier cas, nous disposons de données plus anciennes, mais ce n'est qu'à partir de 1978 que la flèche amorce un véritable recul par *rollover*. La prise en compte de données antérieures à cette date aurait conduit à une sous-estimation du recul futur du cordon. Par conséquent, les prévisions réalisées sur ce site ne peuvent, en toute logique, excéder une quinzaine d'années.

Ensuite, l'une des limites de notre analyse tient à l'absence de prise en compte des variations à court terme de la position du trait de côte. En effet, Durand et Heutefeux (2006) notent que, quel que soit le type d'approche prévisionnelle employé, seule la tendance évolutive d'un rivage à long terme peut être prévue. Or, l'évolution du littoral est aussi marquée par des changements brutaux sous l'impact d'événements tempétueux très morphogènes. Cette remarque est d'autant plus vraie pour les cordons de galets dont la mobilité se caractérise généralement par de longues périodes de stabilité entrecoupées de brusques phases de recul. Le *rollover* s'effectue donc généralement de manière très épisodique. Un tel fonctionnement se rencontre sur le Sillon de Talbert. A une échelle pluri-décennale, le recul de cette flèche semble constant et régulier. Les régressions linéaires calculées sur la période 1930/2008 présentent des coefficients de détermination élevés. Toutefois, sur une plus courte échelle de temps (annuelle à pluri-annuelle), le recul s'effectue par à-coups. Ainsi, le suivi topo-morphologique réalisé entre 2002 et 2008 a montré que le déplacement de la flèche s'est effectué principalement lors d'un seul épisode de submersion marine, survenu au mois de mars 2008. Or, ce type d'épisode présente un caractère très aléatoire car il suppose la conjonction, tout à fait imprévisible, d'une pleine mer de vive-eau et d'une forte agitation marine. Certes, l'occurrence de ce type d'événement peut être appréhendé à travers des méthodes statistiques permettant de déterminer la période de retour d'une submersion donnée. Le point suivant sera d'ailleurs consacré à une analyse de ce type.

Enfin, il est important de souligner la grande simplicité de l'approche prévisionnelle basée sur les données d'évolution historique, face à l'extrême complexité des dynamiques littorales. Celles-ci résultent de l'interaction de processus naturels extrêmement divers et complexes qui ne peuvent être appréhendés par une simple régression linéaire.

1-4- Conclusion partielle

La mobilité des secteurs de Bétahon, Mengleuz et du Sillon de Talbert a été extrapolée dans le futur en s'appuyant sur les données historiques d'évolution du trait de côte présentées dans la deuxième partie de notre travail. Les tendances déterminées par le calcul de régressions linéaires ont été prolongées jusqu'en 2050 et permettent de cartographier la position des flèches de galets à cette date.

Les résultats obtenus sur le Sillon de Talbert indiquent que le décrochement entre la partie proximale et la racine dunaire devrait s'accroître. Dès 2010, le cordon devrait rejoindre l'île Blanche située en arrière. Cet ados pourrait entraîner un phénomène de micro-cannibalisation de la flèche à travers le développement d'un crochet médian, similaire à celui observé sur la flèche est de Mengleuz. Cette dernière devrait, quant à elle, poursuivre son recul vers la vasière située en arrière, dont la topographie légèrement déprimée devrait favoriser l'abaissement du cordon. En 2020, il est probable que la flèche atteigne l'actuel chenal de marée et qu'elle soit alors sapée sur son revers par les courants de flot et de jusant. Cette évolution signerait le démantèlement de la flèche de Mengleuz en tant qu'accumulation de haut estran. Enfin, dans l'anse de Bétahon, le recul des falaises de Cromenach pourrait menacer les habitations situées à proximité dès l'année 2030. Ce recul devrait néanmoins favoriser l'alimentation sédimentaire de la flèche qui devrait connaître une tendance à l'avancée au cours des prochaines décennies.

Cette analyse prévisionnelle présente toutefois de nombreuses limites liées aux faibles nombres de données disponibles pour déterminer les tendances, à l'absence de prise en compte des variations à court terme de la position du trait de côte, à la simplicité d'une telle démarche comparée à la complexité et à la diversité des processus en œuvre dans l'évolution des flèches de galets.

2- Prévoir et cartographier la submersion marine le long des flèches de galets

La prévision du phénomène de submersion marine sur les flèches de galets s'avère intéressante pour localiser et cartographier les secteurs susceptibles d'être affectés par des phénomènes d'*overwash* dans les prochaines années. Ici, l'analyse prévisionnelle se place à l'échelle de l'événement météo-marin à l'origine du recul des cordons par *rollover*.

2-1- Description de la méthode

Ce type d'analyse prévisionnelle s'effectue le plus souvent en deux étapes. Tout d'abord, une étude statistique des niveaux d'eau extrêmes est effectuée afin de déterminer la probabilité d'occurrence d'un épisode donné. Puis, la cartographie des secteurs affectés par la submersion est produite par simulation, en croisant les niveaux d'eau extrêmes et l'altimétrie des cordons. En France, cette méthodologie est couramment employée dans le cadre de l'élaboration des plans de prévention du risque (PPR) de submersion marine sur les communes littorales (Gary *et al.*, 1997). Elle présente néanmoins un certain nombre de limites, rappelées récemment par Cariolet et Suanez (*sous presse*) sur lesquelles nous reviendrons ultérieurement.

A ce jour, plusieurs études ont été réalisées pour définir l'aléa de submersion marine sur les cordons littoraux (Garès, 1990 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Suanez *et al.*, 2007). Les principales différences d'ordre méthodologique tiennent à la définition des niveaux d'eau extrêmes à la côte et à la détermination des périodes de retour associées. Dans le cadre des PPR littoraux, il est préconisé de tenir compte des niveaux d'eau extrêmes définis par le SHOM sur les façades Atlantique et Manche. La méthode du SHOM repose sur la déconvolution des hauteurs de pleine mer prédites et des valeurs des surcotes observées pour des probabilités d'occurrence similaires (Simon, 1994, 1996). Il s'agit, dans ce cas, d'estimer les probabilités d'apparition d'événements rares, sans être nécessairement exceptionnels, des hauteurs prédites des grandes marées de vive-eau séparément des surcotes, et de les combiner ultérieurement. Cette étude statistique étant réalisée essentiellement pour des besoins de navigation, les phénomènes de *wave setup* et de *swash runoff* ne sont pas pris en compte dans la détermination des niveaux d'eau extrêmes. En revanche, les études réalisées sur la submersion des cordons littoraux tiennent compte de ces deux phénomènes (Garès, 1990 ; Benavente *et al.*, 2006 ; Suanez *et al.*, 2007). Dans ce cas, une étude statistique préalable des conditions de houle est réalisée, permettant de définir les hauteurs et les périodes de houle pour des probabilités d'occurrence similaires. Ces données servent alors au calcul du *wave setup* et du *swash runoff* qui sont ajoutés aux niveaux de marée observée ayant la même probabilité d'occurrence.

A la différence de ces travaux, nous n'avons pas jugé utile dans la présente étude, de réaliser, dans un premier temps, une analyse statistique séparée de chacune des variables qui déterminent les niveaux d'eau extrêmes à la côte, avant de les combiner dans un second temps. En effet, le travail réalisé précédemment sur la chronologie récente des plus hauts niveaux d'eau sur nos différents sites d'étude nous permet de disposer directement de données historiques intégrant simultanément la marée observée, les surcotes et/ou les décotes, le *wave setup* et le *swash runoff*. Par conséquent, notre analyse a porté sur ces données qui couvrent une période de 51 ans en rade de Brest (de 1955 à 2006) et de 28 ans sur le Sillon de Talbert (de 1979 à 2007). En rade de Brest, ce travail a été réalisé sur chacun de nos secteurs d'étude (23 sites). Sur le Sillon de Talbert, les probabilités d'occurrence des niveaux d'eau extrêmes ont été déterminées au niveau des 110 profils le long desquels la chronologie des plus hauts niveaux d'eau a été reconstituée précédemment.

Le traitement statistique a été effectué sur les maxima annuels en utilisant une loi d'ajustement de Gumbel par la méthode des moments (figure 232). Cette méthode d'analyse fréquentielle consiste à classer les plus fortes valeurs annuelles de l'échantillon, puis, à calculer la fréquence d'occurrence de ces valeurs que l'on convertit ensuite en période de retour. Son avantage réside dans sa simplicité de mise en œuvre. Toutefois, elle présente l'inconvénient de ne retenir qu'une seule valeur par année. L'information riche des années à plusieurs épisodes de hauts niveaux d'eau n'est pas exploitée alors que les valeurs faibles des années calmes sont prises en compte pour l'ajustement. Notons qu'il existe également d'autres lois d'ajustement pouvant être utilisées dans le cadre d'analyses fréquentielles des niveaux marins (loi de Weibull, de Jenkinson). A l'occasion d'une étude des surcotes à Marseille, Gaufres *et al.* (2008) ont, par exemple, utilisé une analyse fréquentielle des valeurs supérieures à un seuil, ou méthode du renouvellement, qui prend en compte l'ensemble de l'information disponible et peut conduire à de meilleurs ajustements que la méthode par maxima annuels. Par manque de temps, nous n'avons pu tester les différentes lois d'ajustement existantes afin de retenir la plus adaptée à nos séries de données.

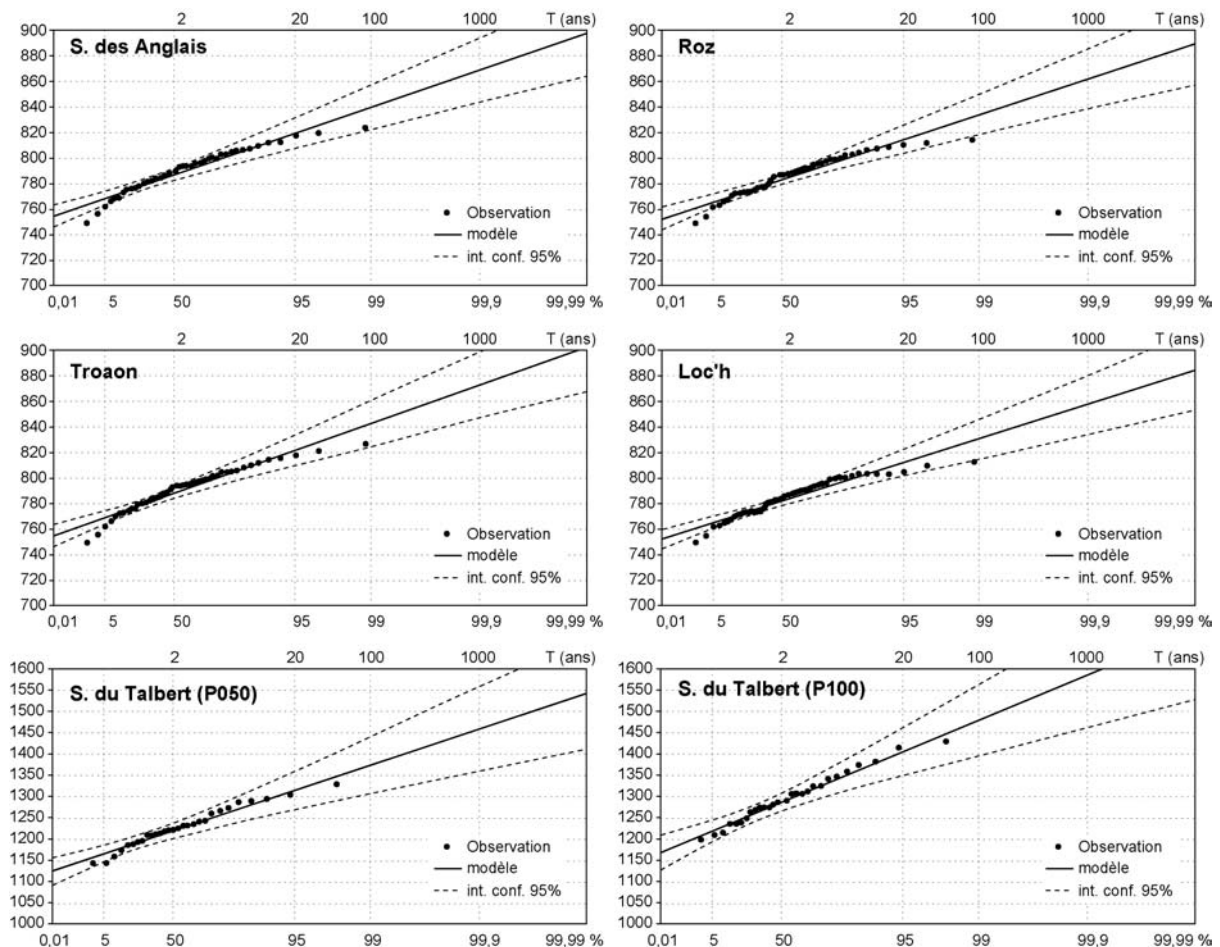


Figure 232 : Exemples d'ajustement des valeurs annuelles extrêmes (Gumbel, méthode des moments) sur les secteurs du Sillon des Anglais, du Roz, de Troaon, du Loc'h et du Sillon de Talbert (profils P050 et P100). Toutes les observations sont livrées en Cote Marine.

L'intervalle de confiance à 95 % permet toutefois d'évaluer la qualité des ajustements. En rade de Brest, ces derniers sont relativement modestes, notamment pour les plus faibles périodes de retour. Pour T 100 ans, l'intervalle de confiance 95 % atteint seulement 34 cm et donne donc des estimations de niveaux d'eau extrêmes à ± 17 cm. Ces faibles valeurs s'expliquent principalement par la longue série de données disponibles. Il est en effet admis qu'une période de retour est significative tant qu'elle n'excède pas trois fois la durée d'observation. Au regard des diagrammes présentés dans la figure 232, il convient tout de même de noter que le modèle d'ajustement tend à surestimer les niveaux d'eau extrêmes au-delà de T 20 ans.

Sur le Sillon de Talbert, les ajustements sont de moins bonne qualité. L'intervalle de confiance 95 % est compris entre 20 cm pour T 2 ans et 70 cm pour T 100 ans, soit une part d'incertitude estimée respectivement à ± 10 cm et ± 35 cm pour l'estimation des niveaux d'eau extrêmes. L'erreur tient ici dans la faible étendue de la série de données utilisée qui ne couvre qu'une période de 28 ans.

Les résultats obtenus pour les secteurs littoraux situés en rade de Brest sont présentés dans le tableau 21, tandis que ceux acquis sur le Sillon de Talbert figurent dans le tableau 22. Le tableau 21 montre que, pour une même période de retour, les niveaux d'eau extrêmes varient légèrement entre les sites, du fait de l'importance variable des phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* selon les conditions d'exposition des secteurs considérés. Ainsi, pour une période de retour de 5 ans, les valeurs atteignent 4,44 m sur le secteur du Faou, ouvert à des grandes longueurs de fetch, tandis

qu'elles ne dépassent pas 4,28 m sur le site de Kerloziou qui bénéficie de conditions d'abri très prononcées.

Niveaux d'eau extrêmes (m NGF)								
Période de retour (T) - Gumbel, Méthode des Moments								
Secteurs littoraux	T1ans	T2ans	T3ans	T5ans	T10ans	T20ans	T50ans	T100ans
Anglais	4,08	4,23	4,30	4,37	4,46	4,55	4,67	4,75
Arun nord	4,03	4,17	4,23	4,29	4,38	4,46	4,56	4,64
Arun sud	4,06	4,20	4,26	4,33	4,42	4,50	4,61	4,69
Auberlac'h	4,07	4,22	4,28	4,35	4,44	4,52	4,63	4,72
Bindy	4,05	4,19	4,26	4,33	4,41	4,50	4,61	4,69
Bourg	4,05	4,19	4,25	4,32	4,41	4,49	4,60	4,68
Kerloziou (nord)	4,02	4,16	4,22	4,28	4,37	4,45	4,55	4,63
Kerneiz (sud)	4,03	4,17	4,23	4,30	4,38	4,46	4,57	4,65
Keroullé	4,03	4,16	4,22	4,29	4,37	4,46	4,56	4,64
Kersanton	4,05	4,19	4,25	4,32	4,41	4,49	4,60	4,67
Le Faou nord	4,14	4,30	4,36	4,44	4,53	4,62	4,74	4,83
Le Faou sud	4,15	4,29	4,36	4,42	4,51	4,59	4,69	4,77
Loc'h	4,04	4,18	4,24	4,31	4,39	4,47	4,58	4,66
Mengleuz	4,14	4,29	4,36	4,43	4,53	4,62	4,73	4,82
Pedel	4,05	4,20	4,26	4,33	4,42	4,51	4,62	4,70
Porzguen	4,04	4,18	4,24	4,31	4,40	4,48	4,59	4,67
Pt-Callec	4,03	4,17	4,23	4,30	4,38	4,46	4,57	4,64
Renard nord-ouest	4,02	4,15	4,21	4,28	4,36	4,44	4,55	4,62
Renard sud-est	4,02	4,16	4,22	4,28	4,36	4,44	4,55	4,62
Rosmélec	4,06	4,21	4,27	4,34	4,43	4,52	4,63	4,71
Roz	4,05	4,20	4,26	4,33	4,42	4,50	4,61	4,69
St-Jean	4,03	4,17	4,23	4,29	4,38	4,46	4,56	4,64
Troaon	4,09	4,24	4,31	4,39	4,48	4,58	4,69	4,78
Int. Conf. moyen (95 %)	+/- 5	+/- 4	+/- 5	+/- 6,5	+/- 9	+/- 11,5	+/- 15	+/- 17

En grisé : flèches dont la submersion a été cartographiée.

Tableau 21 : Niveaux d'eau extrêmes (marée prédite + surcote + *wave setup* + *swash runup*) d'occurrence variée déterminés par la loi de Gumbel (méthode des moments) appliquée aux maxima annuels (période 1955-2006) sur les sites d'étude en rade de Brest.

Sur le sillon de Talbert, les variations longitudinales dans les valeurs des niveaux d'eau extrêmes sont également importantes (tableau 22) et sont liées aux différences dans la pente du cordon, amplifiant ou atténuant localement le *wave setup* et le *swash runup*. Ainsi, pour une même période de retour, par exemple T 5 ans, les niveaux d'eau extrêmes sont estimés à 11,44 m dans la partie proximale de la flèche (P024) et à 13,97 m dans la partie distale (P106), où le cordon présente une pente plus forte induisant des phénomènes de *setup* et de *runup* plus importants.

2-2- Résultats en rade de Brest

En rade de Brest, les niveaux d'eau extrêmes obtenus dans le tableau 21, ont été reportés sur la topographie des secteurs ayant fait l'objet d'un levé topo-morphologique, soit sept flèches littorales. Les surfaces potentiellement submersibles ont été cartographiées sur un MNT pour huit scénarios correspondant aux différentes périodes de retour.

D'une manière générale, il est possible de distinguer trois types de situations révélant une sensibilité variable à la submersion par les plus hauts jets de rive et favorisant les phénomènes d'*overwash* et le recul des édifices sédimentaires par *rollover*.

Niveaux marins extrêmes (cm CM)					
Profils	T 2ans	T 5ans	T 20ans	T 50ans	T 100ans
P000	1167	1195	1230	1253	1270
P001	1149	1172	1203	1222	1236
P002	1223	1263	1315	1348	1373
P003	1215	1253	1302	1333	1356
P004	1187	1218	1260	1286	1306
P005	1185	1216	1257	1283	1302
P006	1182	1212	1252	1276	1295
P007	1160	1186	1220	1242	1258
P008	1131	1150	1174	1189	1201
P009	1134	1153	1178	1194	1206
P010	1170	1197	1233	1256	1273
P011	1179	1208	1245	1268	1285
P012	1243	1288	1346	1383	1411
P013	1155	1181	1215	1236	1252
P016	1140	1158	1186	1203	1217
P017	1153	1173	1205	1225	1240
P018	1144	1162	1190	1207	1220
P019	1135	1152	1180	1198	1211
P020	1139	1159	1191	1211	1226
P021	1143	1161	1189	1206	1219
P022	1140	1158	1186	1203	1217
P023	1133	1151	1178	1196	1209
P024	1129	1144	1168	1184	1196
P025	1133	1151	1180	1199	1213
P026	1133	1151	1178	1196	1209
P027	1131	1148	1174	1191	1203
P028	1129	1146	1173	1190	1202
P029	1142	1163	1197	1219	1235
P030	1154	1176	1211	1234	1251
P031	1141	1162	1196	1217	1233
P032	1141	1162	1195	1216	1232
P033	1129	1145	1169	1185	1197
P034	1144	1162	1190	1207	1220
P035	1129	1144	1168	1184	1196
P036	1143	1161	1189	1206	1219
P037	1139	1157	1185	1202	1216
P038	1129	1145	1170	1186	1198
P039	1160	1181	1214	1235	1251
P040	1157	1178	1212	1233	1249
P041	1147	1165	1193	1211	1224
P042	1209	1244	1299	1335	1361
P043	1234	1275	1340	1381	1412
P044	1234	1312	1378	1420	1451
P045	1234	1329	1399	1443	1476
P046	1234	1392	1478	1533	1574
P047	1234	1275	1340	1381	1412
P048	1168	1191	1229	1253	1270
P049	1242	1285	1354	1398	1430
P050	1231	1271	1335	1376	1406
P051	1223	1260	1319	1356	1384
P052	1229	1267	1329	1369	1398
P053	1227	1265	1327	1366	1395
P054	1194	1224	1274	1305	1329
P055	1223	1260	1319	1356	1384
P056	1209	1244	1299	1335	1361
P057	1207	1241	1295	1330	1355
P058	1207	1241	1295	1330	1355
P059	1229	1267	1329	1369	1398
Int. Conf. moyen (95 %)	+/- 10	+/- 15	+/- 20	+/- 27	+/- 35

Niveaux marins extrêmes (cm CM)					
Profils	T 2ans	T 5ans	T 20ans	T 50ans	T 100ans
P060	1153	1173	1205	1225	1240
P061	1245	1290	1361	1406	1440
P062	1236	1277	1343	1384	1415
P063	1267	1309	1376	1419	1451
P064	1285	1329	1399	1443	1476
P065	1258	1302	1373	1418	1452
P066	1211	1246	1302	1337	1364
P067	1264	1307	1376	1420	1453
P068	1264	1307	1376	1420	1453
P069	1293	1338	1410	1455	1489
P070	1326	1377	1457	1508	1546
P071	1314	1365	1446	1498	1536
P072	1333	1385	1470	1523	1563
P073	1289	1333	1404	1449	1483
P074	1298	1345	1418	1465	1500
P075	1303	1351	1428	1477	1514
P076	1293	1338	1410	1455	1489
P077	1291	1335	1407	1452	1486
P078	1271	1312	1378	1420	1451
P079	1291	1335	1407	1452	1486
P080	1280	1321	1387	1428	1459
P081	1278	1319	1384	1425	1456
P082	1296	1342	1416	1462	1497
P083	1280	1321	1387	1428	1459
P084	1280	1321	1387	1428	1459
P085	1276	1317	1381	1422	1453
P086	1314	1365	1446	1498	1536
P087	1285	1329	1399	1443	1476
P088	1293	1338	1410	1455	1489
P089	1296	1342	1416	1462	1497
P090	1313	1363	1444	1495	1533
P091	1316	1368	1449	1501	1539
P092	1316	1368	1449	1501	1539
P093	1322	1372	1452	1502	1540
P094	1316	1368	1449	1501	1539
P095	1322	1372	1452	1502	1540
P096	1324	1375	1455	1506	1544
P097	1298	1345	1418	1465	1500
P098	1313	1363	1444	1495	1533
P099	1331	1383	1467	1520	1560
P100	1298	1345	1418	1465	1500
P101	1289	1333	1404	1449	1483
P102	1314	1365	1446	1498	1536
P103	1331	1383	1467	1520	1560
P104	1322	1372	1452	1502	1540
P105	1316	1368	1449	1501	1539
P106	1345	1397	1481	1534	1574
P107	1314	1365	1446	1497	1536
P108	1314	1365	1446	1497	1536
P109	1285	1329	1399	1443	1476
P110	1173	1198	1237	1263	1281
Int. Conf. moyen (95 %)	+/- 10	+/- 15	+/- 20	+/- 27	+/- 35

Tableau 22 : Niveaux d'eau extrêmes (marée prédite + surcote + *wave setup* + *swash runup*) d'occurrence variée déterminés par la loi de Gumbel (méthode des moments) appliquée aux maxima annuels (période 1979/2007) sur le Sillon de Talbert.

2-2-1- Les flèches peu sensibles aux submersions marines

Le Sillon des Anglais, ainsi que les flèches de l'Auberlac'h, du Roz et de Rosmélec montrent une très faible sensibilité à la submersion et ne risquent probablement pas de connaître un recul significatif par *rollover* au cours des prochaines décennies.

Sur le Sillon des Anglais, seuls les niveaux d'eau dont la période de retour est supérieure à 20 ans peuvent faire porter localement l'action des vagues par-dessus la crête, en quelques points précis du cordon (figure 233). Le déversement de galets sur le revers et le recul éventuel du cordon ne peuvent donc s'opérer véritablement qu'à l'occasion d'épisodes très exceptionnels d'occurrence mi-séculaire. Cette faible sensibilité à la submersion s'explique par l'altitude élevée de la crête, édifiée par des jets de rive relativement puissants, dans un contexte de bonne alimentation sédimentaire. Par ailleurs, nous avons vu précédemment qu'après la tempête « Johanna », la crête du Sillon avait été érodée par les vagues sur toute la longueur de la flèche. Comme le montre la figure 233, un tel impact morphologique n'est envisageable qu'au cours d'épisodes dont la période de retour est comprise entre 50 ans et 100 ans. Cela démontre, une fois encore, le caractère exceptionnellement morphogène de cet épisode météo-marin sur les rivages de Bretagne.

La flèche de l'Auberlac'h montre également une très faible sensibilité à la submersion (figure 234). La crête du cordon est élevée, ce qui nécessite des conditions météo-marines exceptionnelles pour entraîner son franchissement par les jets de rive. Ainsi, seule l'extrémité distale de la flèche est submergée pour un niveau d'eau d'occurrence quinquennale (figure 234). La partie proximale, en revanche, n'est submergée que lors d'événements mi-séculaires à séculaires. Cette faible sensibilité de la racine à la submersion s'explique par un rehaussement artificiel du cordon suite à l'ouverture d'une brèche en 1984 (Guilcher *et al.*, 1990). A long terme, la fréquence plus élevée des submersions dans la partie terminale de la flèche pourrait entraîner un recul inégal du cordon sur toute sa longueur et modifier progressivement son orientation générale par rapport aux vagues incidentes, provoquant alors une reprise des transits sédimentaires vers la pointe. Un tel scénario reste cependant très hypothétique au regard du temps nécessaire à ce type d'évolution dans le secteur de l'Auberlac'h.

La flèche du Roz ne devrait probablement connaître aucun recul significatif au cours des prochaines décennies. L'altitude élevée de la crête limite la fréquence des épisodes potentiellement morphogènes. Même les épisodes d'occurrence bi-décennale ne peuvent provoquer la submersion du cordon, tandis que les niveaux d'eau d'occurrence centennale n'atteignent que très localement la crête limitant ainsi son érosion (figure 235). Seule, l'extrémité distale recourbée vers l'ouest est en mesure de reculer par *rollover*. Un tel recul a d'ailleurs été mesuré lors de notre suivi topomorphologique sur ce site.

Enfin, la flèche de Rosmélec est, elle aussi, peu sensible à la submersion marine. Les niveaux d'eau d'occurrence pluri-décennale sont capables de provoquer des phénomènes d'*overwash*, se localisant essentiellement dans la partie proximale du cordon (figure 236).

2-2-2- Les flèches occasionnellement affectées par les submersions marines

Les flèches du Loc'h et de Troaon sont susceptibles d'être affectées occasionnellement par l'action érosive des vagues franchissant la crête.

Sur la flèche externe du Loc'h, les niveaux d'eau d'occurrence annuelle sont tout juste suffisants pour permettre l'attaque de la micro-falaise sommitale par les vagues (figure 237). En revanche, ils peuvent entraîner la submersion de l'extrémité distale du cordon favorisant le

déversement fréquent de galets sur le revers et leur transit vers le bas de l'estran à travers le chenal de marée. Cette évolution a pu être observée durant notre suivi topo-morphologique et devrait donc se poursuivre avec une certaine régularité dans l'avenir.

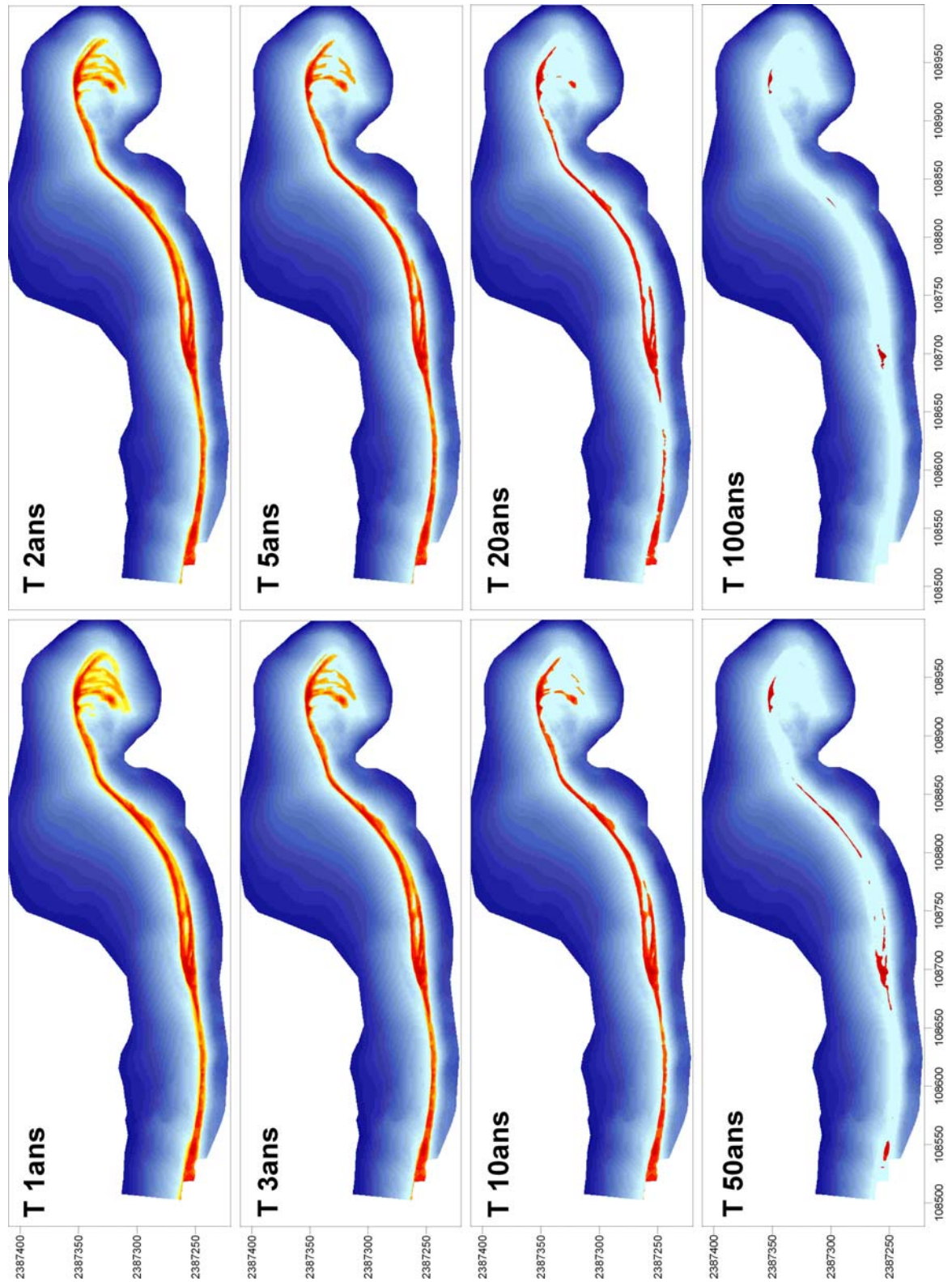


Figure 233 : Cartographie des secteurs submergés sur le Sillon des Anglais pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).

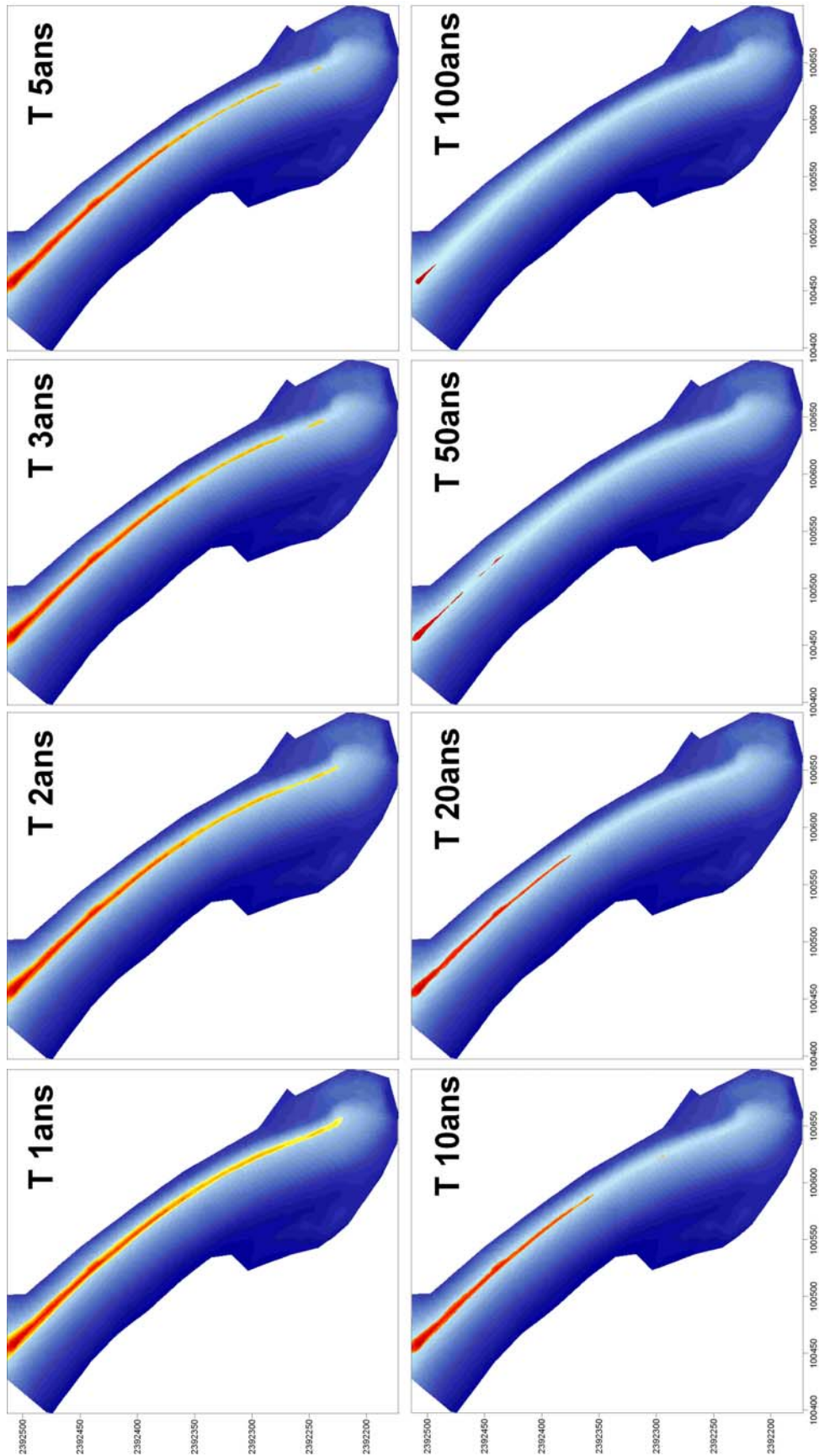


Figure 234 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de l'Auberlac'h pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).

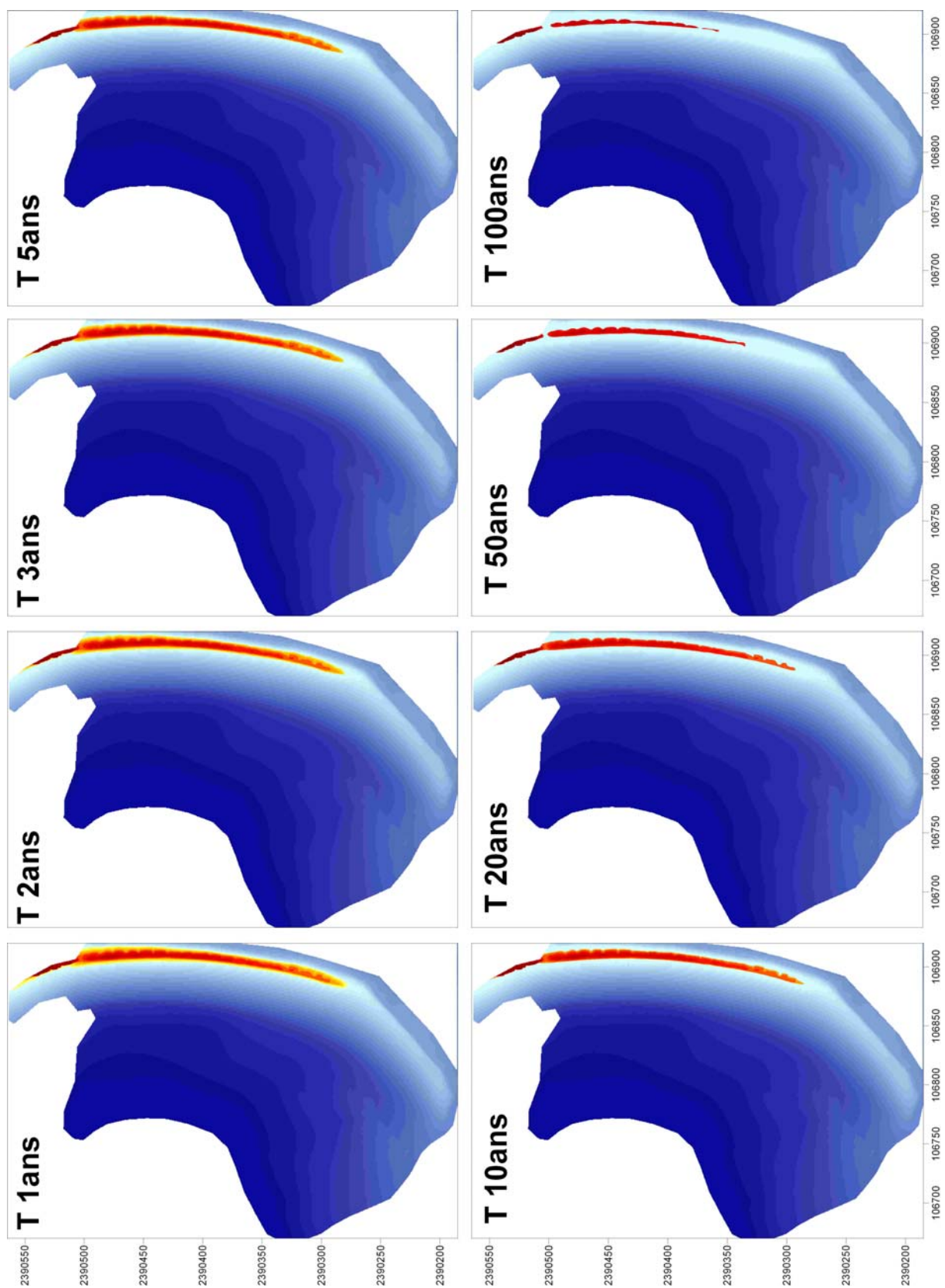


Figure 235 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche du Roz pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).

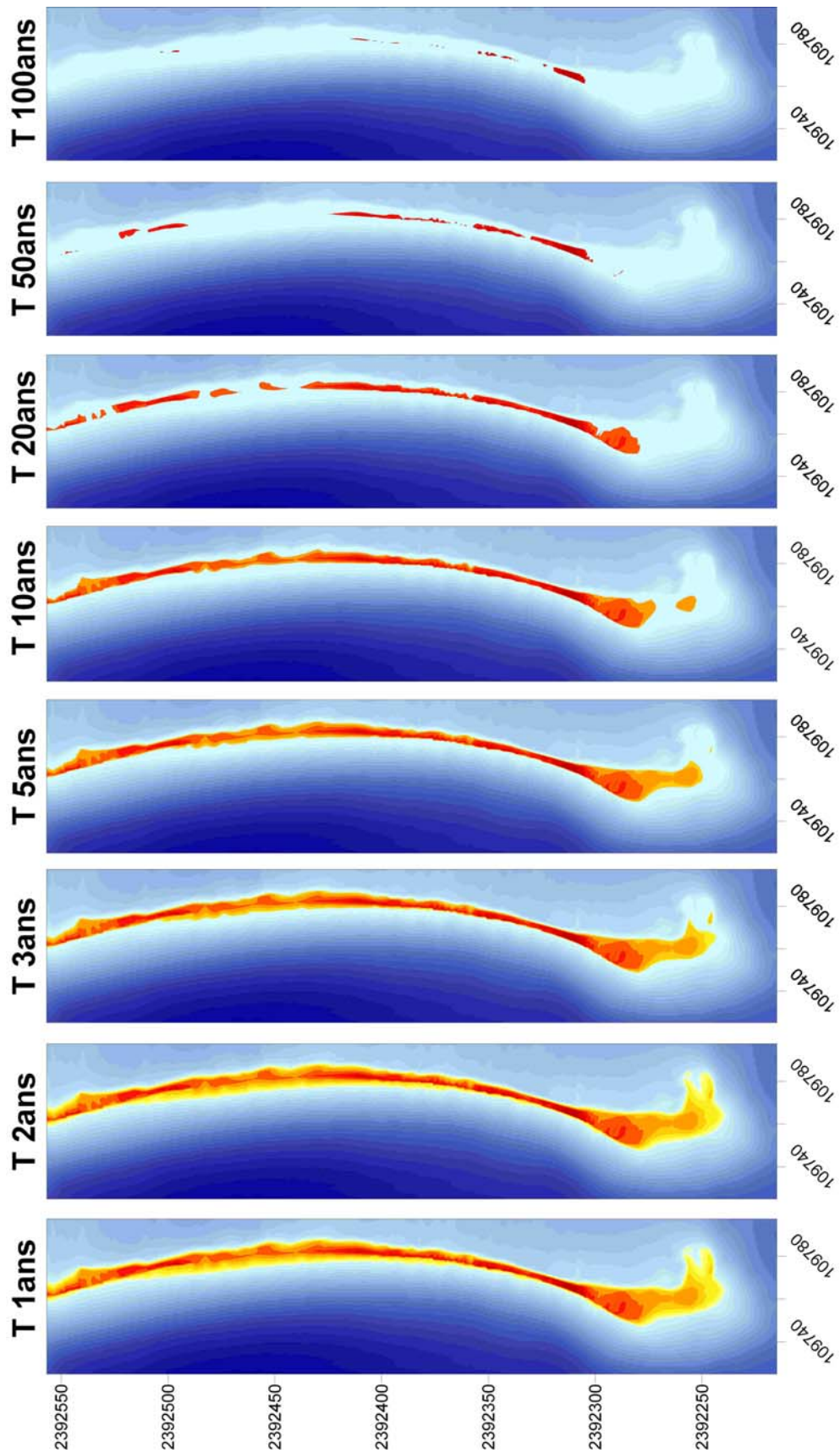


Figure 236 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de Rosmélec pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).

Dans la partie médiane de la flèche, les phénomènes d'*overwash* deviennent possibles lors de niveaux d'eau d'occurrence bi-annuelle (figure 237), à l'endroit précis où la micro-falaise sommitale a complètement disparu et où s'est formée une amorce de brèche. Ce secteur constitue, à l'heure actuelle, le véritable point de fragilité du cordon. Toutefois, la submersion reste très localisée et n'affecte qu'une portion étroite du cordon.

Lors d'épisodes plus exceptionnels, d'occurrence décennale à pluri-décennale, la partie médiane de la flèche est plus largement touchée par la submersion. L'amorce de brèche est alors susceptible de s'élargir, de s'approfondir et d'entraîner un déversement massif de galets sur le revers. Par ailleurs, la micro-falaise d'érosion, au sommet du cordon, est en mesure de connaître un recul significatif.

Enfin, les niveaux d'eau dont la période de retour atteint 50 ans peuvent conduire à une attaque franche de la crête taillée en micro-falaise, dont seules les portions rehaussées artificiellement en 1995 ne devraient pas subir la submersion par les vagues (figure 237). Un tel événement peut également favoriser le franchissement de la racine de la flèche par les plus hauts jets de rive. Cependant, il est peu probable que le cordon enregistre un recul dans ce secteur en raison de sa largeur importante.

En somme, tout porte à croire que, d'ici une décennie, plusieurs épisodes de submersion auront entraîné un élargissement significatif de l'amorce de brèche au sommet de la flèche. En outre, il est probable que cette sensibilité à la submersion ait été aggravée récemment, à la suite de la tempête « Johanna », et nous amène à renforcer nos craintes quant à la rupture prochaine de ce cordon dans sa partie médiane.

La flèche de Troaon montre également une certaine sensibilité à la submersion marine lors d'épisodes de hauts niveaux d'eau d'occurrence décennale (figure 238). Les vagues sont alors susceptibles de franchir la crête par endroits. Toutefois, l'action morphogène des jets de rive est difficile à déterminer, notamment dans la partie distale du cordon où le sommet présente une série de crêtes sub-parallèles entre elles. La forte inertie de l'accumulation devrait donc limiter le recul par *rollover*. Les niveaux d'eau les plus exceptionnels (T 50 ans à T 100 ans) causent, quant à eux, la submersion complète de l'édifice sédimentaire, entraînant probablement des transferts sédimentaires plus importants en direction du revers. Toutefois, il est là encore difficile d'estimer l'impact morphologique d'un tel événement météo-marin compte tenu de la morphologie particulière de la flèche.

2-2-3- Une flèche fréquemment submergée : la flèche de Mengleuz

La fréquence élevée des submersions marines sur la section orientale de la flèche de Mengleuz a déjà été mise en évidence à plusieurs reprises au cours de notre travail. L'analyse effectuée à partir des niveaux d'eau extrêmes ne fait que confirmer ce constat : le recul du cordon par *rollover* devrait se poursuivre à l'avenir et se solder par le démantèlement progressif de l'accumulation. En effet, la figure 239 montre clairement qu'un simple épisode d'occurrence annuelle suffit à submerger intégralement le cordon.

La section occidentale, dont la crête est plus élevée, montre une moindre sensibilité à la submersion marine. Ce cordon est toutefois complètement submergé lors d'épisodes d'occurrence décennale. Pour autant, il semble que l'impact morphologique de ces épisodes soit atténué par la largeur importante de l'édifice sédimentaire puisque cette section n'a connu aucun recul significatif au

cours des trente dernières années, comme nous l'avons noté précédemment. Dans un contexte de bonne alimentation sédimentaire, cette flèche devrait donc se maintenir dans sa position dans les prochaines décennies.

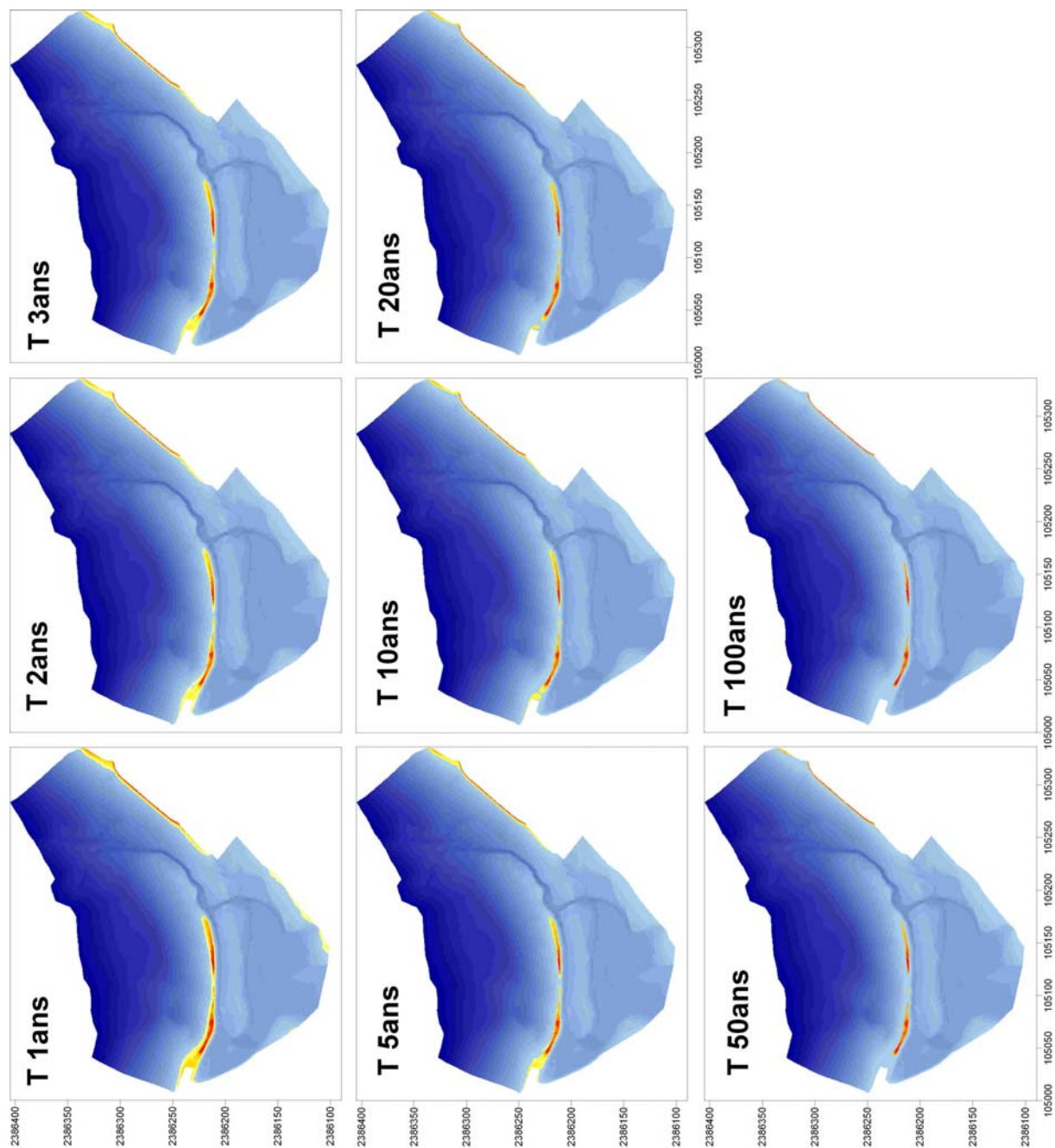


Figure 237 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche du Loc'h pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).

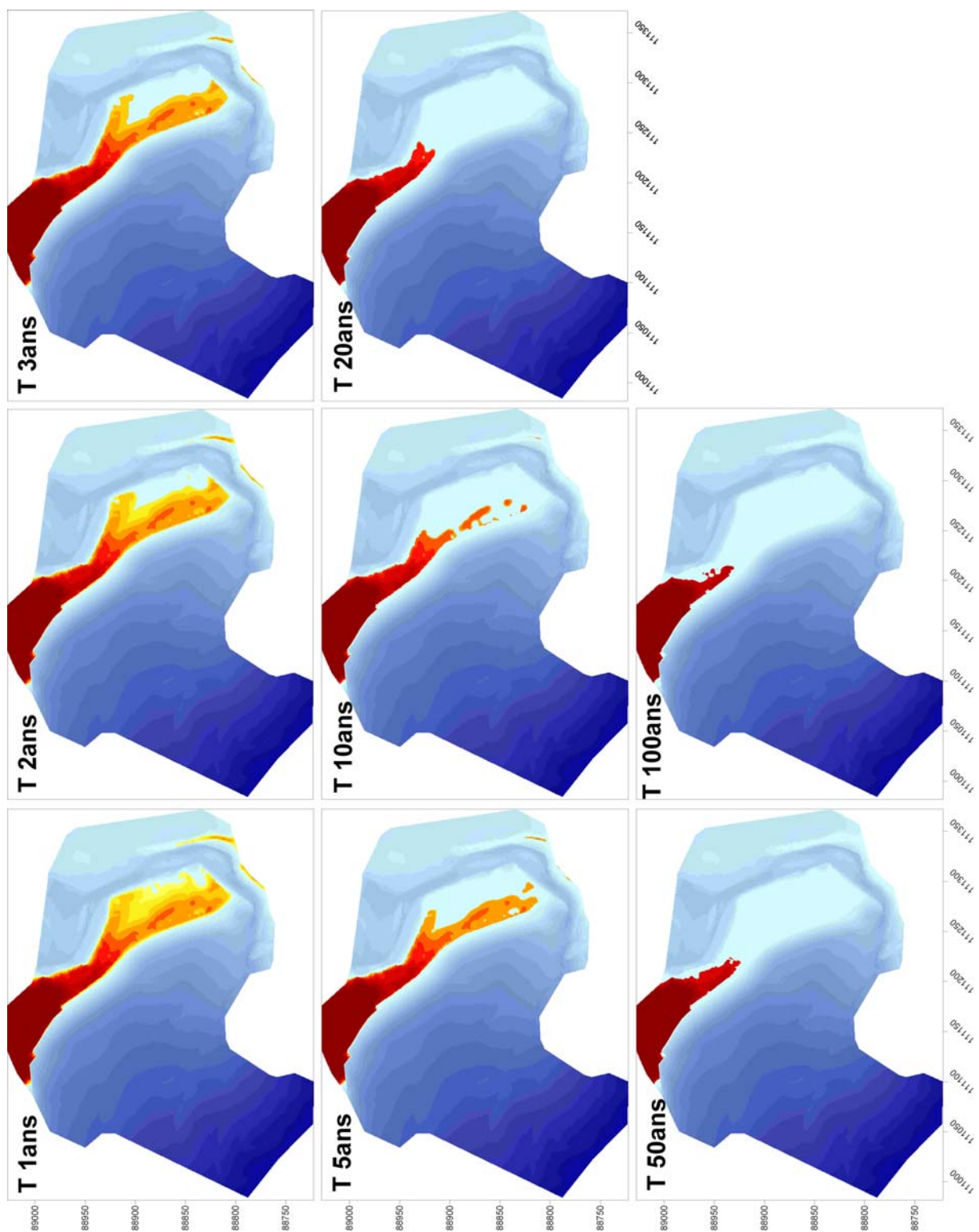


Figure 238 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de Troaon pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).

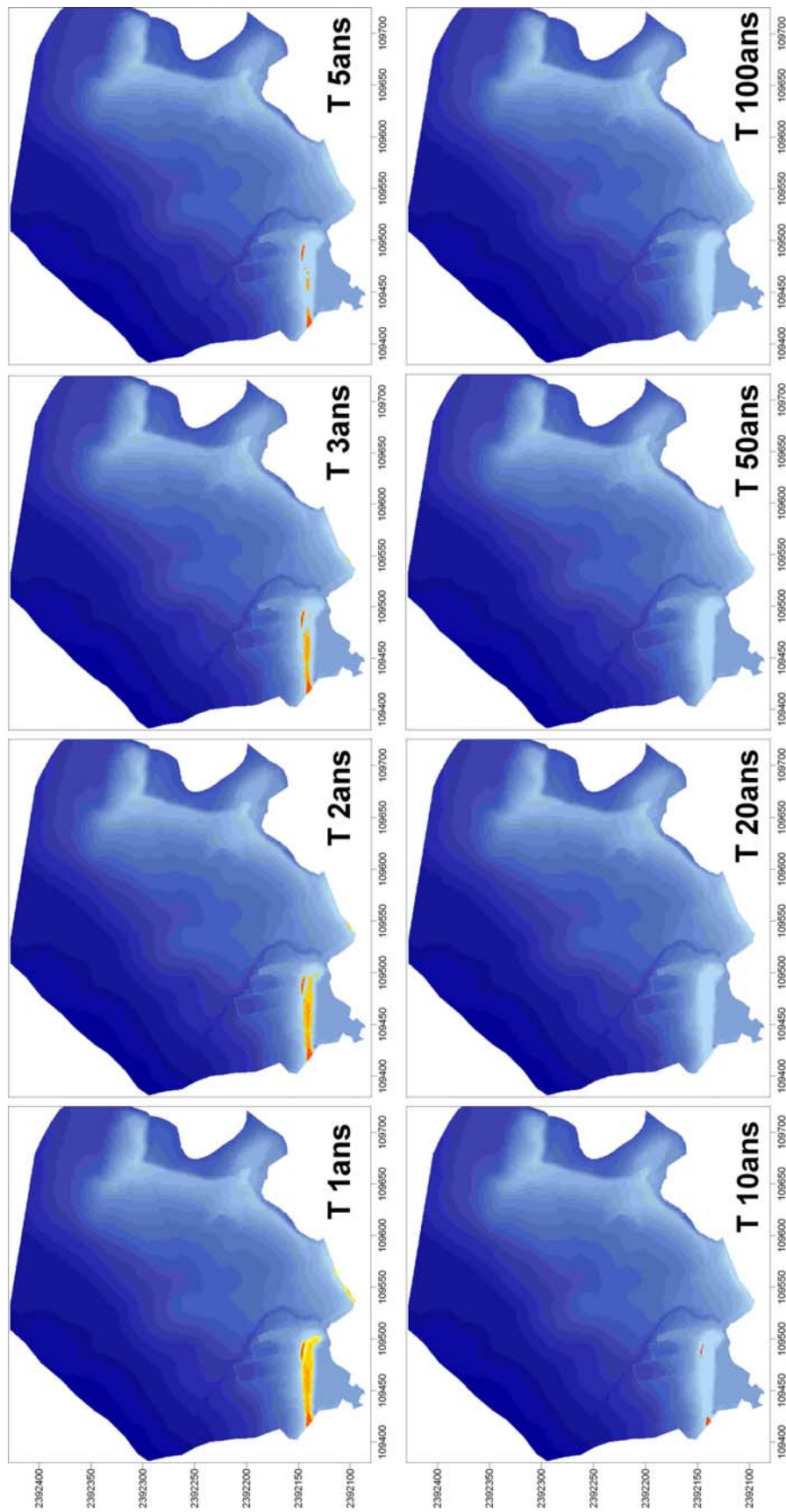


Figure 239 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de Mengleuz pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).

2-3- Résultats sur le Sillon de Talbert

Sur le Sillon de Talbert, l'importance de la submersion a été déterminée le long du cordon en calculant l'épaisseur de la colonne d'eau (Δ_{Subm}) franchissant la crête pour des niveaux d'eau d'une période de retour de 2 ans, 5 ans, 20 ans, 50 ans et 100 ans (figure 240). Les données concernant l'altitude de la crête ont été obtenues à partir du levé topo-morphologique du Sillon réalisé en mai 2006.

Les résultats obtenus montrent que, pour un niveau marin d'eau de même occurrence, l'importance de la submersion est très variable le long de la flèche. Certaines portions du cordon semblent hors d'atteinte de toute submersion marine, même lors de niveaux d'eau exceptionnels (T 100 ans). C'est le cas des secteurs compris entre les profils P000 et P020 situés à la racine du Sillon (figure 240), où des dunes relativement hautes coiffent le sommet du cordon.

Par ailleurs, il est intéressant de constater que, malgré sa faible altitude, le cordon n'est que faiblement affecté par la submersion marine dans sa partie proximale, entre les profils P020 et P040 (figure 240). Même durant un épisode d'occurrence centennale, l'épaisseur de la colonne d'eau ne dépasse pas 1 m dans ce secteur. Nous avons expliqué en partie cette faible sensibilité à la submersion comme le résultat des faibles valeurs de pente caractérisant le haut du cordon et induisant des phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* de faible importance. Aussi, comprend-on mieux pourquoi la partie proximale n'a pas subi une forte érosion sommitale durant la tempête « Johanna ». La figure 240F rappelle même qu'au niveau de certains profils, la crête a connu un exhaussement à l'issue de cet épisode.

A l'inverse, les parties médianes et distales du Sillon de Talbert présentent une grande sensibilité au franchissement de la crête par les plus hauts jets de rive malgré son altitude élevée. Certes, les niveaux d'eau extrêmes de forte occurrence (T 2ans) provoquent uniquement la submersion des secteurs les plus surbaissés du cordon (figure 240). Toutefois, lors d'événements d'occurrence pluri-décennale (T 20 ans, T 50 ans et T 100 ans), le cordon est en mesure d'être affecté par des processus d'*overwash* sur toute sa longueur. L'épaisseur de la colonne d'eau par-dessus la crête peut alors atteindre 4 m au cours de niveaux d'eau extrêmes d'une période de retour de 100 ans. Cela s'explique par le caractère extrêmement réfléchissant du cordon dans ce secteur. Les fortes pentes amplifient les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup*. Ainsi, la tempête « Johanna » a principalement affecté ces portions du cordon, comme l'indique la figure 240F, entraînant un abaissement de la crête de plusieurs mètres par endroits et un recul important du cordon par *rollover*.

En définitive, sur le Sillon de Talbert, la cartographie et la quantification du phénomène de submersion basées sur la détermination des niveaux d'eau extrêmes se révèlent être un outil efficace pour prévoir le recul du cordon. Par ailleurs, cette étude met en évidence la juxtaposition de deux types de fonctionnement morphodynamique le long du Sillon, l'un réfléchissant et l'autre dissipant, dont il est nécessaire de tenir compte lorsque l'on évalue la sensibilité d'une forme d'accumulation littorale à la submersion.

Sur le Sillon de Talbert, la partie proximale est principalement composée d'un sédiment sableux et les processus d'*overtopping*, favorables à l'exhaussement de la crête, sont inefficaces. Par conséquent, le cordon présente une altitude relativement faible qui pourrait laisser croire, de prime abord, que le risque de submersion marine est très important. Dans le même temps, toutefois, la granulométrie fine du matériel sédimentaire maintient une pente faible qui atténue l'importance de la submersion en réduisant les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup*.

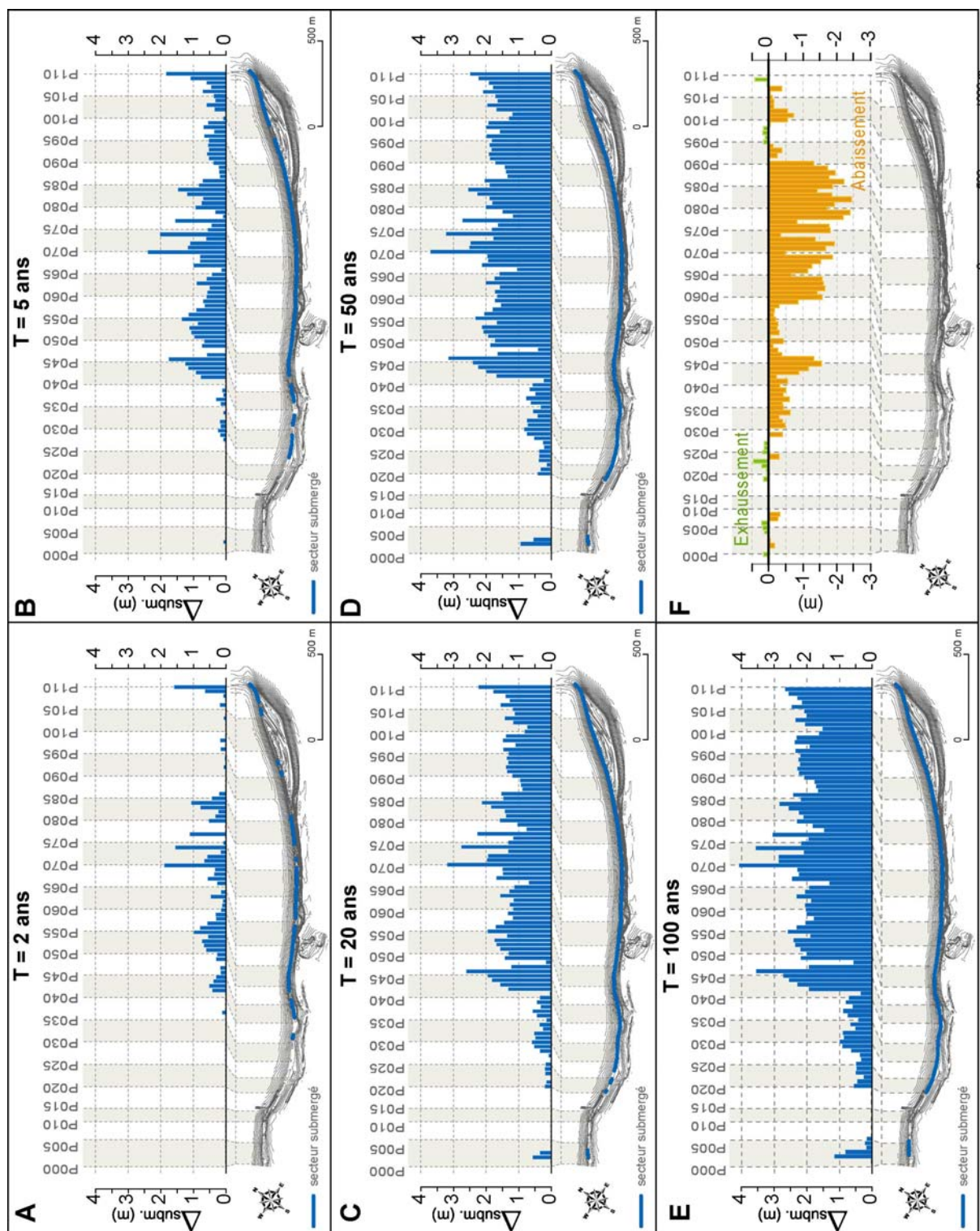


Figure 240 : Epaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{\text{subm.}}$) par-dessus la crête du Sillon de Talbert levée en mai 2006, pour des niveaux d'eau extrêmes d'une période de retour de 2 ans (A), 5 ans (B), 20 ans (C), 50 ans (D) et 100 ans (E). Variation altitudinale de la crête du Sillon de Talbert entre septembre 2007 et mars 2008 illustrant l'impact de la tempête « Johanna » sur la morphologie du cordon (F).

La partie distale, en revanche, se compose d'un matériel plus grossier qui tend à remonter progressivement vers le sommet du cordon par *overtopping* et qui permet l'édification d'une crête élevée, laissant envisager une faible sensibilité au franchissement par les vagues. Néanmoins, la remontée des galets sur le front du cordon conduit à un renforcement de la pente, amplifiant les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* lors d'une forte agitation marine. Il en résulte donc une plus grande sensibilité à la submersion.

Ainsi, la prise en compte de la pente des cordons, des conditions d'agitation marine et de ses effets sur l'élévation du plan d'eau à la côte nous paraît essentielle dans l'appréhension de l'aléa de submersion marine sur les côtes basses. Comme le précisent Suanez *et al.* (2007), le guide méthodologique de Plan de Prévention des Risques Littoraux (PPRL) tient compte uniquement de la marée prédite et de la surcote comme aléa de référence dans la cartographie des zones inondables. Le niveau d'eau extrême qu'il est recommandé d'utiliser correspond alors à la conjonction d'une marée prédite d'occurrence centennale et d'une surcote d'occurrence similaire. La combinaison de ces deux paramètres sous-estime alors, dans bien des cas, l'aléa de submersion en établissant un niveau marin inférieur à celui obtenu lorsque les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* sont également intégrés. En raison de ces limites, Cariolet et Suanez (*sous presse*) ont récemment proposé une nouvelle approche méthodologique dont les principes sont illustrés dans la figure 241.

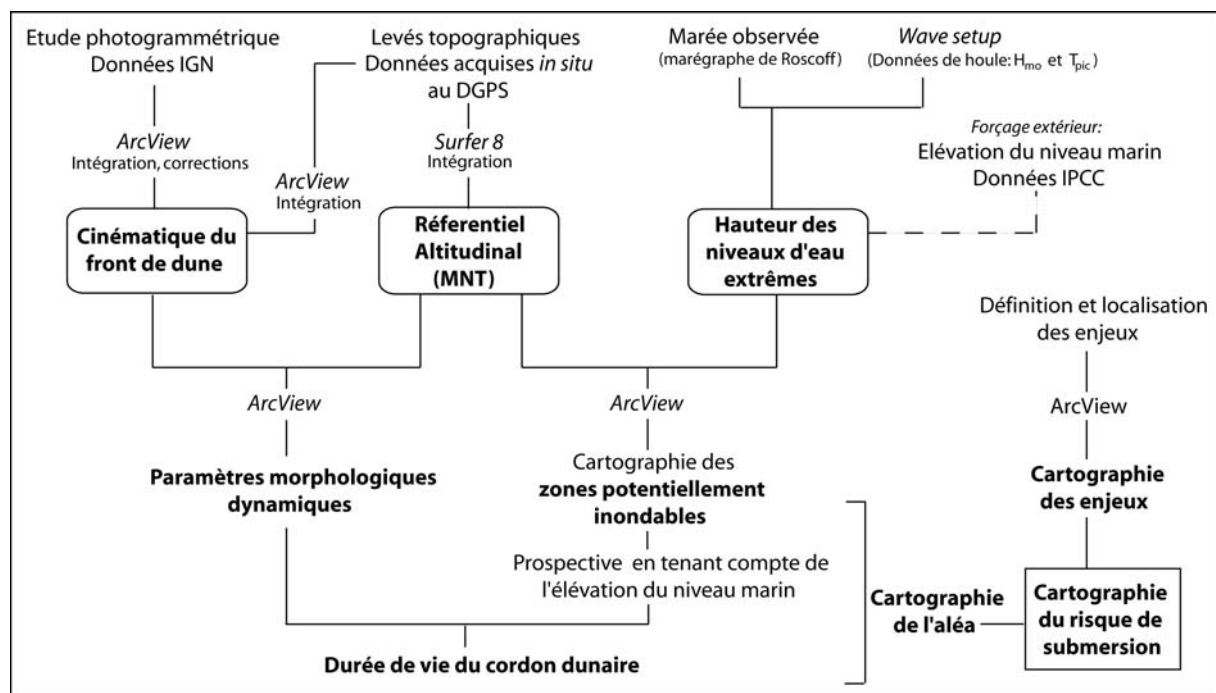


Figure 241 : Organigramme de la méthode préconisée par Cariolet et Suanez (*sous presse*) pour l'estimation du risque de submersion marine. Les phénomènes de *wave setup* sont intégrés à la détermination des niveaux d'eau extrêmes.

Dans le cas des cordons de galets, la prise en compte du *wave setup* et du *swash runup* est d'autant plus importante que ces phénomènes jouent un rôle important dans le franchissement des premières lignes de défense contre les vagues (Caspar *et al.*, 2007).

Si le PPRL devait être réalisé sur le Sillon de Talbert à partir de la méthodologie préconisée (Gary *et al.*, 1997), le niveau de submersion marine serait fixé à 11,32 m CM (soit 6,2 m NGF, annexe 1). A l'exception de sa partie proximale, la flèche ne devrait donc connaître aucun franchissement. Le PPRL montrerait donc que l'aléa de submersion est relativement faible sur cette portion de côte, notamment dans les parties médiane et distale du cordon. Or, la prise en compte du *setup* et du *runup* montre, à l'inverse, que ces secteurs sont les plus sensibles au franchissement et que lors d'événements météo-marins d'occurrence centennale, les plus hauts jets de rives peuvent dépasser la cote de 15 m CM.

2-4- Conclusion partielle

En réutilisant les données historiques relatives à la chronologie des plus hauts niveaux d'eau sur nos secteurs d'étude, une analyse statistique sur les maxima annuels a permis de déterminer la probabilité d'occurrence des niveaux d'eau extrêmes. Les valeurs obtenues ont été reportées sur la topographie de quelques-unes des flèches de galets étudiées afin de cartographier les portions les plus sensibles au phénomène de franchissement par les plus hauts jets de rive.

Les flèches étudiées en rade de Brest montrent chacune des degrés de sensibilité variables à la submersion. Les cordons du Roz, de l'Auberlac'h, de Rosmélec et du Sillon des Anglais présentent une crête élevée susceptible d'être affectée par les processus d'*overwash* uniquement lors d'épisodes très exceptionnels. Ces accumulations sont peu propices au recul par *rollover* dans les prochaines décennies. Les flèches du Loc'h et de Troaon montrent, en revanche, un niveau de sensibilité plus élevé à la submersion marine. La rupture de la flèche externe du Loc'h est à craindre dans les prochaines décennies, là où s'est développée une amorce de brèche, cette portion étant dorénavant très sensible au recul. La flèche de Troaon, complètement submergée lors d'épisodes d'occurrence décennale présente, en revanche, une crête très large qui devrait réduire l'impact morphologique de ces submersions. Enfin, sur le secteur de Mengleuz, notre étude démontre une nouvelle fois la forte sensibilité de la section orientale de la flèche à la submersion. De ce fait, le recul par *rollover* devrait se poursuivre et se solder par le démantèlement du cordon à l'avenir.

Par ailleurs, l'étude menée sur le Sillon de Talbert nous permet d'insister sur la grande variabilité du degré de sensibilité à la submersion marine le long d'un même cordon. Malgré une crête élevée, les parties médiane et distale de la flèche apparaissent comme les plus susceptibles d'être affectées par des processus d'*overwash*, tandis que la partie proximale n'est franchie qu'exceptionnellement par des jets de rive de faible hauteur, bien qu'elle soit nettement plus surbaissée. Cela s'explique par des contextes morphodynamiques et des valeurs de pente différentes sur chacun de ces secteurs, induisant des phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* plus ou moins importants.

Enfin, il existe une certaine limite à ce type d'approche prévisionnelle. D'une part, la cartographie de la submersion s'effectue sur la base de données topographiques pouvant connaître des modifications importantes sur le court terme. D'autre part, ce type d'analyse ne donne qu'une indication vague sur l'impact morphologique potentiel d'un épisode marqué par un haut niveau d'eau. Le recours à une méthode permettant de hiérarchiser les réponses morphologiques telle que la *Storm Impact Scale* de Sallenger (2000) peut néanmoins nous permettre d'affiner nos prévisions.

3- Prévoir l'impact morphologique des submersions marines sur les flèches de galets

Dans ce point, nous avons choisi de tester une méthode permettant de hiérarchiser la réponse morphologique des flèches de galets face à un épisode donné de submersion marine. Pour ce faire, nous avons utilisé la *Storm Impact Scale* mise au point par Sallenger (2000) que nous avons présentée précédemment et dont nous rappellerons brièvement le principe. L'approche prévisionnelle se situe donc également à une échelle événementielle. Seul, le Sillon de Talbert a été retenu pour faire l'objet de cette étude en raison de l'intérêt que représente ce type d'analyse pour les gestionnaires du site.

3-1- Hiérarchisation des réponses morphologiques à partir de la *Storm Impact Scale* de Sallenger (2000)

Dans le point précédent, l'importance de la submersion (Δ_{Subm}) a été calculée le long du cordon pour des niveaux d'eau extrêmes (périodes de retour de 2 ans, 5 ans, 20 ans, 50 ans et 100 ans). A partir de ces données, l'impact morphologique potentiel des épisodes de submersion a été déterminé, en s'inspirant de l'échelle établie par Sallenger (2000) pour hiérarchiser l'effet des tempêtes sur l'érosion des îles-barrières de la côte atlantique des Etats-Unis. Comme nous l'avons vu précédemment, cette échelle distingue quatre niveaux d'impact morphologique en fonction du seuil atteint par la limite supérieure, S_{high} , et la limite inférieure, S_{low} , du *swash* (S).

Pour rappel, le premier niveau d'impact (*swash regime*) se produit dans un contexte où la hauteur du jet de rive est inférieure à celle du cordon ($S_{\text{high}} < C_{\text{cord}}$). Les vagues de tempête entraînent une érosion de la plage dont les sédiments sont déposés en direction de l'avant-côte.

Le second niveau d'impact (*collision regime*) concerne uniquement les cordons dunaires et survient lorsque les plus hauts jets de rive atteignent le pied de dune et contribuent à former une micro-falaise d'érosion marine.

Le troisième niveau (*overwash regime*) est observé lorsque le jet de rive dépasse la crête du cordon ($S_{\text{high}} > C_{\text{cord}}$) et provoque une érosion sommitale de l'accumulation (*discrete overwash*).

Enfin, le quatrième niveau (*inondation régime*) survient lorsque le cordon est entièrement submergé et que les processus de *swash* s'opèrent directement par-dessus la crête des cordons ($S_{\text{low}} > C_{\text{cord}}$), générant alors un transfert de sédiments sur le revers et un recul de l'ensemble de l'édifice sédimentaire (*sluicing overwash*).

L'emploi de cette échelle sur le Sillon de Talbert a nécessité le calcul de l'amplitude du *swash* (S) le long du cordon lors de conditions tempétueuses, afin de pouvoir déterminer S_{low} . Pour ce faire, nous avons utilisé les équations suivantes (Stockdon *et al.*, 2006) :

$$S = 2(R_2 - \eta)$$

où

$$\eta = 0,35\beta_f(H_0L_0)^{1/2}$$

Les paramètres H_0 et L_0 ont été fixés respectivement à 5 m et 150 m et sont jugés représentatifs de conditions de houle au large régnant lors d'événements tempétueux. L'application des formules donne alors une amplitude de *swash* (S) variant de 0,17 m dans les secteurs les plus réfléchissants du cordon, à 1,5 m dans les secteurs les plus dissipants.

Après avoir intégré la marge d'erreur (σ) liée au calcul du *runup* par les équations de Stockdon *et al.* (2006), l'impact potentiel des submersions marines a été défini de la façon suivante :

- si $\Delta_{\text{Subm}} < \sigma$, la submersion n'a pas d'impact morphologique significatif ;
- si $\sigma < \Delta_{\text{Subm}} < S + \sigma$ (ou si $C_{\text{cord}} > S_{\text{low}}$), les plus haut jets de rive franchissent le sommet de l'accumulation, et la submersion est susceptible d'entraîner un écrêtement du cordon ;
- si $\Delta_{\text{Subm}} > S + \sigma$ (ou si $C_{\text{cord}} < S_{\text{low}}$), les processus de *swash* s'opèrent directement par-dessus la crête du cordon, et la submersion peut provoquer une remobilisation complète de la partie sommitale du cordon, un transfert de galets sur le revers et un recul de l'accumulation.

3-2- Application de la *Storm Impact Scale* et cartographie de l'impact morphologique potentiel des niveaux d'eau extrêmes

Cette échelle d'impact a été appliquée sur le Sillon de Talbert pour des niveaux d'eau extrêmes de périodes de retour différentes. Dans le cas d'épisodes ayant une période de retour de 2 ans et 5 ans, l'impact morphologique des submersions se limite à quelques zones de fragilité, situées essentiellement dans la partie médiane du cordon, et secondairement dans sa partie distale (figures 242A et 242B). Ces zones de faiblesse se localisent entre les points P045 et P055 et autour des points P063, P70, P74, P77, P84 dans la partie médiane. Elles sont en mesure de connaître des *sluicing overwash* assez localisés. La portion du cordon comprise entre les points P090 et P100, dans la partie distale du Sillon, est également susceptible de subir des modifications morphologiques significatives.

Les épisodes de submersion plus exceptionnels (période de retour de 20 ans, 50 ans et 100 ans) affectent des portions nettement plus importantes du sillon de Talbert (figures 242C, 242D et 242E). La totalité des parties médiane et distale est susceptible d'enregistrer un recul lié à l'érosion du sommet de l'accumulation par « *sluicing overwash* ». Ces événements causent alors un recul significatif de la flèche sur une grande partie de sa longueur. En revanche, on notera que la partie proximale est uniquement affectée par les épisodes de submersion de forte occurrence au cours desquels elle connaît tout au plus un léger écrêtement sous l'effet des « *discrete overwashes* ».

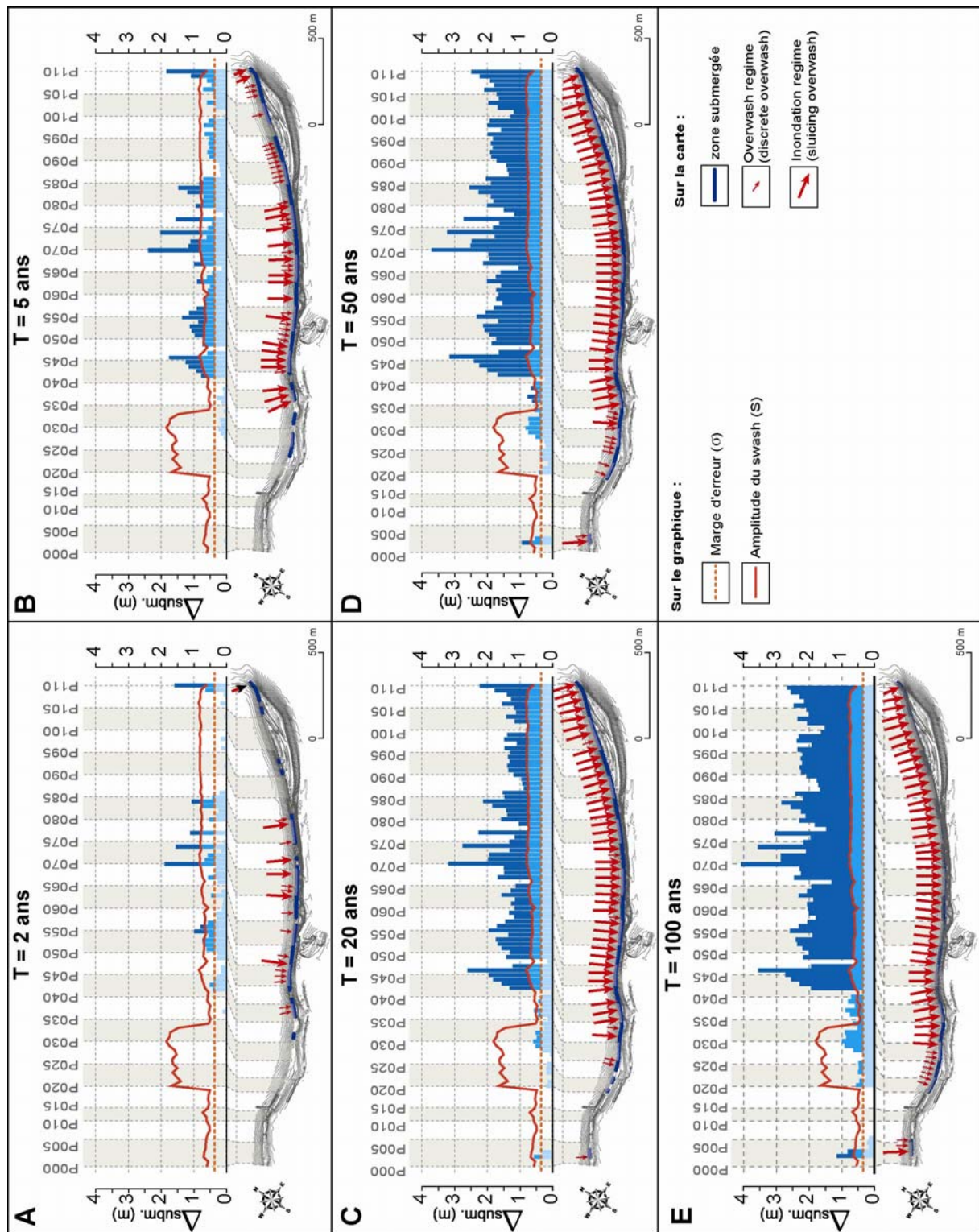


Figure 242 : Epaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{subm.}$) pour des niveaux d'eau extrêmes d'une période de retour de 2 ans, 5 ans, 20 ans, 50 ans et 100 ans et modèles de prévision de leur impact morphologique le long du Sillon de Talbert, défini à partir de la *Storm Impact Scale* de Sallenger (2000) (Stéphan *et al.*, soumis).

3-3- Validation de l'analyse prévisionnelle

La méthodologie mise en place dans le cadre de cette approche prévisionnelle a été testée en comparant la réponse supposée du Sillon de Talbert face à un épisode de submersion donné, à celle mesurée sur le terrain par le biais de levés topographiques.

Nous l'avons constaté dans le premier chapitre de cette partie, l'épisode de submersion le plus morphogène enregistré sur le Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007 est survenu le 19 mars 2007 et s'est accompagné de fortes houles de nord-ouest (hauteurs significatives de 8,3 m et longueurs d'onde de 140 m) très énergétiques ($86\ 000\ \text{J}\cdot\text{m}^{-2}$). L'importance de la submersion (Δ_{Subm}) a été déterminée lors de cet épisode et son impact potentiel sur la morphologie du Sillon de Talbert a été cartographié selon la même méthode que celle utilisée dans l'élaboration des modèles de prévision (figure 243). Les résultats prédisent alors un impact limité de cet épisode sur la morphologie du cordon. Dans sa partie proximale, le cordon connaît localement une érosion sommitale. Dans la partie médiane, la portion la plus touchée est située entre les points de repère P050 et P056 où le cordon subit un écrêtement (figure 243). En revanche, l'impact est plus ponctuel entre les points P066 et P084 et se concentre autour de quatre secteurs, au niveau desquels la crête du cordon se déverse sur le revers. Enfin, l'extrémité distale du cordon est également affectée par une importante submersion causant une érosion importante de la crête.

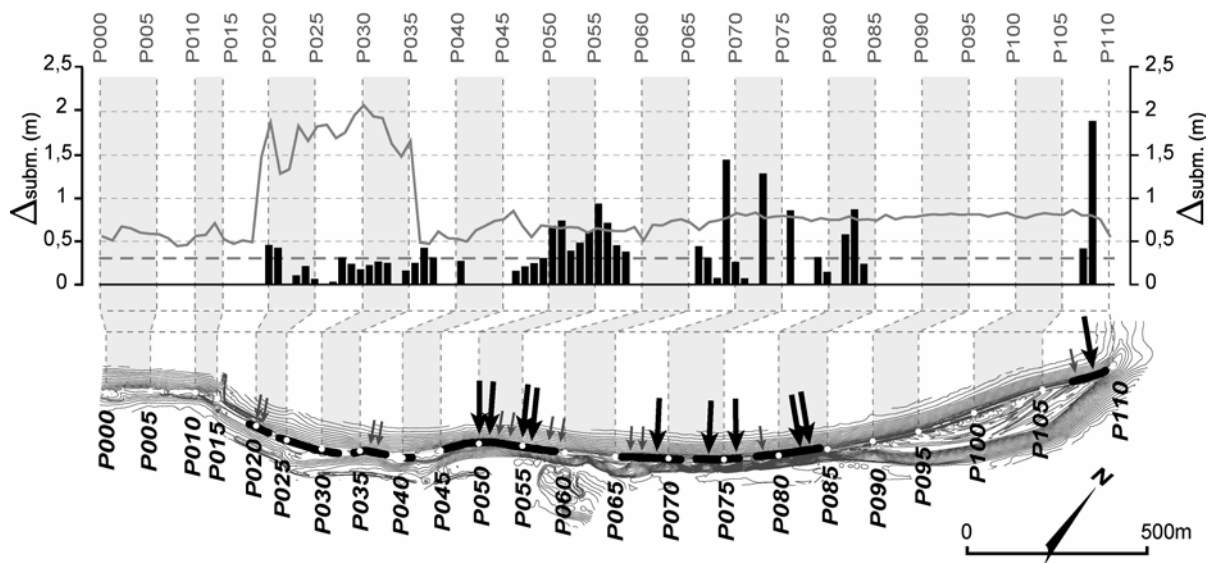


Figure 243 : Epaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{\text{subm.}}$) lors de l'épisode de submersion marine du 19 mars 2007 et modèle de prévision de son impact morphologique. Sur le graphique, la ligne grise discontinue correspond à la marge d'erreur liée au calcul du *runup* (σ) ; la ligne grise continue correspond à l'amplitude du *swash* plus la marge d'erreur ($S+\sigma$). Sur le MNT, les flèches noires correspondent aux zones affectées par un *inondation regime* et par un *sluicing overwash* ; les flèches grises correspondent aux zones affectées par un *overwash regime* et un *discrete overwash* ; la ligne noire correspond aux zones du cordon submergées (Stéphan *et al.*, soumis).

Pour vérifier la capacité prédictive de notre approche, les mesures topographiques effectuées entre mai 2006 et septembre 2007 ont été utilisées. En se basant à la fois sur les volumes de galets déversés sur le revers du cordon (figure 244A) et sur les variations altitudinales de la crête (figure

244B), les portions du cordon ayant véritablement subi un écrêtement et celles ayant fait l'objet d'un déversement de la partie sommitale en direction du revers ont été identifiées (figure 244C).

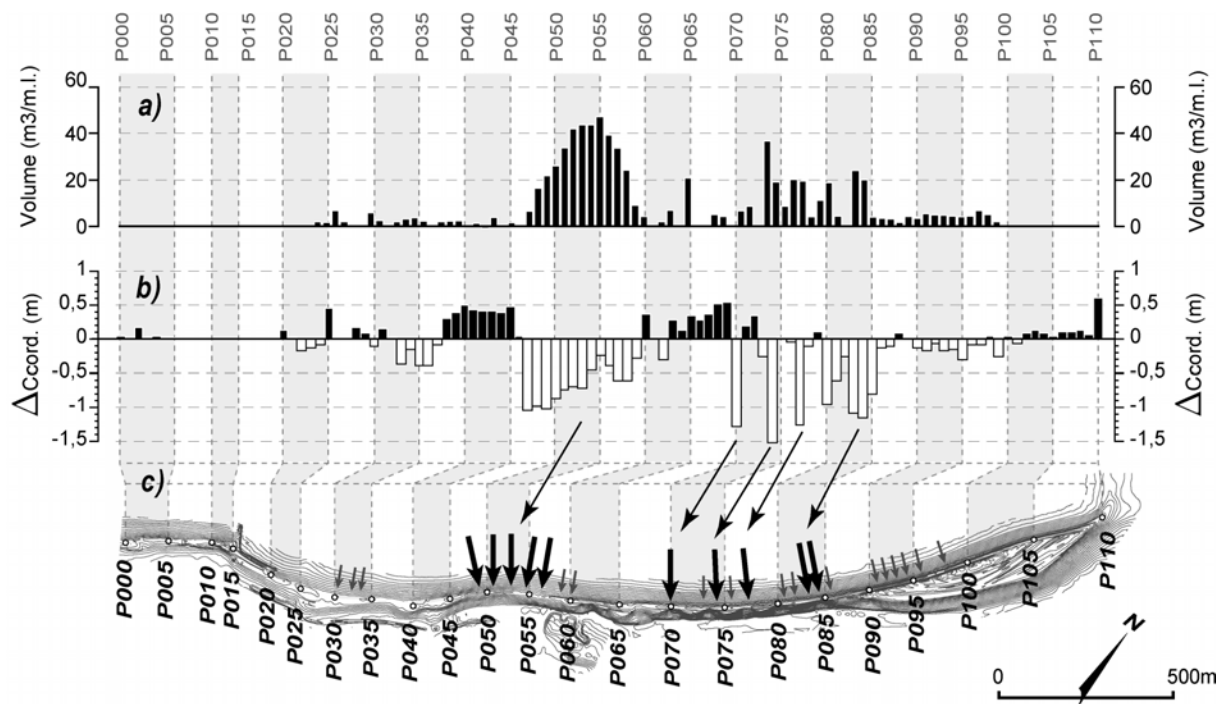


Figure 244 : Modifications morphologiques du Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007. (A) Volume de galets déversés sur le revers du cordon. (B). Variations altitudinales de la crête. (C) Localisation des secteurs affectés par un *discrete overwash* et par un *sluicing overwash* d'après les mesures topographiques (Stéphan et al., soumis).

La comparaison entre l'impact prédit et l'impact effectif mesuré à partir des levés topographiques montre alors que le modèle permet de localiser de façon satisfaisante les secteurs affectés par l'épisode de submersion marine survenu le 19 mars 2007. La portion de cordon située entre les profils P048 et P059 ayant fait l'objet d'un déversement massif de galets est bien identifiée par l'analyse prévisionnelle comme celle subissant un *sluicing overwash*. En outre, le caractère localisé du déversement de galets entre les profils P070 et P085 ayant eu lieu entre 2006 et 2007 apparaît également sur le modèle de prévision (figure 243). Le seul secteur où la prévision est en contradiction avec la réalité se situe à la pointe du Sillon. Le modèle prévoit, en effet, un déversement des galets sur le revers, tandis que les mesures topographiques montrent que la crête a connu un exhaussement. Cette différence peut s'expliquer par les apports en matériel dans cette partie du Sillon ayant pu favoriser la consolidation de la crête au lieu d'entraîner son érosion par les plus hauts jets de rive.

En outre, il convient de noter la difficulté du modèle à localiser les secteurs subissant un « *discrete overwash* » le long du Sillon. Cela résulte partiellement des erreurs inhérentes au calcul du *wave setup* et du *swash runoff*. Les valeurs de pente utilisées pour définir ces deux paramètres sont issues des levés topographiques de mai 2006. Or, il est probable que le cordon ait connu des changements morphologiques mineurs avant l'épisode du 19 mars 2007 qui ont pu modifier l'inclinaison générale du cordon. Par conséquent, la reconstitution du niveau atteint par les plus hauts jets de rive lors de cet épisode morphogène présente certainement une part d'incertitude non

négligeable. A cela, il faut ajouter les erreurs liées à l'emploi des formules empiriques qui ont été produites à partir de mesures réalisées sur des secteurs littoraux présentant des caractéristiques morphosédimentaires très différentes du Sillon de Talbert. Enfin, la *Storm Impact Scale* de Sallenger est une schématisation grossière de la réalité simplifiant à l'extrême l'ensemble des processus qui conduisent à l'érosion des formes d'accumulation littorales. Il ne faut donc pas attendre de cette démarche prévisionnelle un trop grand degré de précision et la simple localisation des secteurs potentiellement sensibles au « *sluicing overwash* » constitue déjà un apport indéniable dans le cadre d'une bonne gestion de l'érosion sur le Sillon de Talbert.

3-4- Conclusion partielle

L'utilisation de la *Storm Impact Scale* (Sallenger, 2000) a permis la hiérarchisation des différentes réponses morphologiques du Sillon de Talbert face à un épisode de submersion donné. Les prévisions d'évolution viennent confirmer la forte sensibilité des parties médiane et distale de la flèche à la submersion marine et au recul par *rollover*, liés à des phénomènes de *sluicing overwash* relativement fréquents. Les résultats obtenus montrent, toutefois, que la flèche ne recule massivement que lors d'épisodes assez exceptionnels, d'une période de retour au moins décennale. Cette observation vient confirmer le caractère épisodique du *rollover* dans ce secteur. En outre, il faut noter un impact morphologique relativement limité des submersions marines dans la partie proximale du cordon. Les faibles pentes amplifient les phénomènes de *swash* et rendent quasiment impossible le déferlement des vagues à même la crête. Par conséquent, cette zone n'est pas en mesure de connaître un « *inondation regime* » capable de provoquer un « *sluicing overwash* ». A l'avenir, seule l'ouverture de brèches dans cette portion du cordon pourrait entraîner un recul significatif de l'édifice sédimentaire.

Par ailleurs, la validation de cette approche prédictive, basée sur l'impact morphologique de l'événement du 19 mars 2007, indique que cette méthode permet une bonne localisation des secteurs affectés par une remobilisation complète de la crête (*sluicing overwash*). La prévision des simples phénomènes d'écrêtement (*discrete overwash*) est, toutefois, plus difficile en raison des erreurs inhérentes aux différentes formules de *swash* et de *runup*, aux données topographiques et météorologiques utilisées et au caractère trop simpliste d'une telle démarche.

4- Conclusion

Trois types d'analyse prévisionnelle ont été testés afin d'appréhender l'évolution future des flèches de galets de Bretagne. L'une d'entre elles s'est attachée à prévoir la mobilité des secteurs de Mengleuz, du Sillon de Talbert et de Bétahon, en prolongeant les tendances évolutives récentes obtenues à partir du traitement numérique de photographies aériennes. Malgré les nombreuses limites inhérentes à ce type d'étude, les résultats obtenus sur le Sillon de Talbert indiquent que le décrochement entre la partie proximale et la racine dunaire devrait s'accroître progressivement jusqu'en 2050. D'ici 2010, la flèche devrait venir s'accoler à l'île Blanche, située en arrière. La présence d'un ados pourrait alors favoriser le développement d'un crochet médian similaire à celui observé sur la flèche de Mengleuz et le Sillon amorcerait un processus de micro-cannibalisation. Sur la section orientale de la flèche de Mengleuz, il faut probablement s'attendre à une poursuite du recul vers l'intérieur de la vasière d'arrière-cordon. Au rythme actuel, la flèche atteindra le chenal de marée dès 2020, date à laquelle les courants de flot et de jusant devraient causer l'érosion du cordon et son démantèlement. Enfin, dans l'anse de Bétahon, le recul des falaises de Cromenach pourrait menacer

les habitations situées à proximité dès l'année 2030. Ce recul devrait néanmoins favoriser l'alimentation sédimentaire de la flèche qui devrait connaître une tendance à l'avancée au cours des prochaines décennies.

Une seconde approche prévisionnelle, basée sur la détermination des niveaux d'eau extrêmes et la cartographie des portions sensibles à la submersion marine, a été testée sur sept flèches en rade de Brest, ainsi que sur le Sillon de Talbert. Chacune des flèches étudiées montre un degré de sensibilité variable au franchissement par les plus hauts jets de rive. D'une manière générale, sur les cordons du Roz, de l'Auberlac'h, de Rosmélec et du Sillon des Anglais, les processus d'*overwash* devraient se produire uniquement lors d'épisodes météo-marins de faible occurrence (T 50 ans à T 100 ans) et n'induire qu'un faible recul par *rollover* dans les prochaines décennies. Le suivi topomorphologique réalisé sur les cordons du Roz et du Sillon des Anglais a montré que ces flèches bénéficient actuellement d'une certaine alimentation en matériel sédimentaire permettant l'édification d'une crête élevée et relativement large, en mesure d'être remobilisée par les vagues uniquement lors d'épisodes météo-marins exceptionnels. En comparaison, la flèche de Troaon présente une plus forte sensibilité à la submersion puisque des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence décennale peuvent affecter la quasi-totalité de l'accumulation. Toutefois, la présence d'une crête très large devrait également réduire l'impact morphologique de tels événements. Sur la flèche externe du Loc'h, en revanche, l'ouverture d'une brèche est à craindre dans la partie médiane du cordon, où la disparition récente de la micro-falaise d'érosion sommitale favorise désormais la submersion de la crête lors d'épisodes d'une faible période de retour. Enfin, sur le secteur de Mengleuz, notre étude démontre une nouvelle fois la forte sensibilité de la section orientale de la flèche à la submersion. De ce fait, le recul par *rollover* devrait se poursuivre et se solder par le démantèlement du cordon à l'avenir.

L'analyse plus fine réalisée sur le Sillon de Talbert montre qu'au sein d'une même flèche, le degré de sensibilité à la submersion marine est très variable longitudinalement. Sur les parties racinaire et proximale du cordon, le franchissement par les plus hauts jets de rive s'effectue à l'occasion d'épisodes de faible occurrence et l'épaisseur de la colonne d'eau (Δ_{Subm}) dépassant la crête n'est pas supérieure à 1 m pour des niveaux d'eau extrêmes de période de retour centennale. Il est donc probable que le recul enregistré dans la partie proximale au cours des dernières décennies ne se poursuive pas à un rythme aussi important dans l'avenir, à moins que des brèches s'ouvrent à nouveau dans le cordon. Les parties médiane et distale sont, en revanche, plus fréquemment affectées par les submersions marines. Le volume d'eau franchissant le sommet de l'accumulation est nettement plus important lors d'événements exceptionnels et sont susceptibles d'entraîner un recul significatif par *rollover*. Ces différences s'expliquent par des valeurs de pente relativement variables selon les portions de la flèche. Ainsi, les faibles pentes qui caractérisent la partie proximale atténuent les phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* et réduisent le niveau atteint par les plus hauts jets de rive lors d'épisodes de forte agitation marine. A l'inverse, la morphologie particulièrement redressée du cordon dans les parties médiane et distale amplifie ces phénomènes et conduit à de plus fréquentes submersions marines.

Enfin, une troisième approche prévisionnelle a été testée sur le Sillon de Talbert de manière à hiérarchiser les types de réponses morphologiques face à un épisode de submersion donné. Pour ce faire, la *Storm Impact Scale* établie par Sallenger (2000) a été appliquée pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variable. Les résultats obtenus indiquent que, dans le cas d'épisodes ayant une période de retour de 2 ans et 5 ans, l'impact morphologique des submersions se limite à quelques zones de fragilité, situées essentiellement dans la partie médiane du cordon. Ces secteurs sont alors affectés par des « *sluicing overwash* » très localisés. En revanche, des épisodes plus exceptionnels (T 20 ans à T 100 ans) causent un recul plus généralisé des parties médiane et distale, entraînant la remobilisation complète de la crête, le déversement massif des galets sur le revers et le recul du

cordon par *rollover* à travers un « *sluicing overwash* ». Notons que cette approche prévisionnelle a été validée en comparant l'impact morphologique de l'épisode de submersion du 19 mars 2007 avec l'impact prédit par la *Storm Impact Scale*. Dans l'ensemble, les prévisions sont satisfaisantes en ce qui concerne la localisation des secteurs affectés par les « *sluicing overwash* ». En revanche, les simples phénomènes d'écèlement sont plus difficiles à prévoir le long du Sillon en raison des erreurs inhérentes au calcul des niveaux d'eau et de la simplicité de la démarche, laquelle ne tient pas compte d'un grand nombre de facteurs contribuant à l'érosion des formes d'accumulation.

En définitive, ces trois types d'approche prévisionnelle montrent qu'il est possible d'appréhender avec un certain degré de précision l'impact morphologique d'un événement météorologique donné sur les flèches de galets. En revanche, ce travail montre la très grande difficulté de prévoir l'évolution des formes d'accumulations à plus long terme en raison de la complexité des processus morphogéniques, de la capacité ou de l'incapacité à l'auto-organisation des cordons. Sur le Sillon de Talbert, par exemple, la simple poursuite des tendances évolutives passées laisse envisager un recul rapide de la partie proximale. Or, l'étude des submersions marines montre actuellement une faible sensibilité de cette portion au franchissement par les vagues et au recul par *rollover*. Ces résultats contradictoires s'expliquent probablement par un ajustement progressif de cette partie du Sillon qui adopte désormais des pentes plus faibles qu'auparavant, limitant ainsi l'impact morphologique des épisodes de submersion. Ce type d'ajustement est difficilement prévisible sur le long terme. En outre, même si une approche probabiliste des niveaux d'eau extrêmes reste possible, la fréquence et l'intensité des submersions marines responsables du recul des accumulations présentent un caractère extrêmement aléatoire et imprévisible. Par conséquent, les prévisions les plus fiables ne peuvent être réalisées qu'à court terme, en se basant notamment sur des données topomorphologiques récentes, fréquemment réactualisées. La mise en place d'un suivi morphologique régulier est alors recommandée dans le cadre d'une gestion du recul et de l'érosion des flèches de galets, sur laquelle nous nous proposons d'insister dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 3 LA GESTION DES FLÈCHES DE GALETS DE BRETAGNE

1- Les principes d'une gestion des flèches de galets	430
1-1- L'intérêt d'une gestion des flèches de galets	430
1-2- Les moyens techniques d'une gestion.....	433
1-3- Conclusion partielle.....	437
2- Expériences de gestion sur les flèches de galets : étude du Sillon de Talbert et des flèches du Loc'h	437
2-1- La gestion du Sillon de Talbert	438
2-2- La gestion de la flèche du Loc'h	446
2-3- Conclusion partielle.....	450
3- Conclusion	451

Comme le note Pinot (1998a), la grande mobilité et la pauvreté agricole des flèches littorales en ont fait, dans le monde traditionnel, des espaces délaissés par les sociétés sédentaires. Cette remarque est d'autant plus vraie pour les flèches de galets de Bretagne où la largeur réduite des cordons a, de toute façon, limité les possibilités d'installation humaine. Par ailleurs, les espaces d'arrière-cordon ont été peu propices à l'occupation humaine puisqu'ils sont le plus souvent constitués de petits marais maritimes, quotidiennement inondés lors des pleines mers. En outre, ces zones humides ont rarement été exploitées à des fins économiques, si ce n'est pour servir d'aires de pâture pour l'élevage (e.g. marais de Rosmélec, de Bétahon).

En Bretagne, rares sont donc les flèches de galets dont le recul et le démantèlement éventuel ont été considérés jusqu'à présent comme un problème nécessitant des interventions de protection. La question d'une gestion de ces édifices sédimentaires mérite pourtant d'être posée à l'heure actuelle. En effet, ces cordons constituent le premier rempart contre la submersion marine des marais maritimes et protègent ainsi des zones humides à forte valeur écologique. Leur rupture peut conduire à la détérioration rapide de milieux reconnus pour leur grande richesse floristique et faunistique et entraîner la perte d'une biodiversité désormais protégée. De plus, ces flèches constituent, en elles-mêmes, un patrimoine géomorphologique remarquable en raison de la grande diversité de leurs formes et de l'intérêt scientifique que représente leur mobilité.

Dans le cadre de ce chapitre, il nous paraît donc essentiel de définir, dans un premier temps, les principes d'une gestion de ces formes d'accumulation, en rappelant les enjeux écologiques et patrimoniaux que constitue la préservation des flèches et en examinant les moyens d'intervention les plus adéquats pour répondre à leur érosion. Dans un second temps, nous nous intéresserons plus particulièrement aux cas du Loc'h et du Sillon de Talbert qui sont, à ce jour, les seuls secteurs à avoir fait l'expérience de véritables mesures de gestion.

1- Les principes d'une gestion des flèches de galets

1-1- L'intérêt d'une gestion des flèches de galets

1-1-1- Les flèches de galets : premier rempart contre la submersion des marais maritimes

Morel (1997) a particulièrement insisté sur le rôle de tampon protecteur joué par les accumulations de galets. Dès lors que cette fonction n'est plus assurée, le risque de submersion des côtes basses situées en arrière des accumulations devient important. Dans le cas particulier des flèches de galets, la problématique de la submersion ne se pose pas en ces termes puisque les zones d'arrière-cordon sont le plus souvent occupées par des marais maritimes quotidiennement inondés au moment des pleines mers.

Toutefois, le démantèlement des cordons peut entraîner des perturbations majeures au sein des marais, perturber leur équilibre écologique et causer leur érosion par les vagues. Or, ces zones humides sont considérées comme des environnements à forte valeur écologique et, à ce titre, elles font l'objet de diverses mesures de protection, voire de conservation. En effet, les marais maritimes sont parmi les milieux les plus productifs de la planète et constituent de véritables réservoirs de biodiversité. Certains d'entre eux abritent diverses plantes protégées. A titre d'exemple, les marais

maritimes du Loc'h, de Mengleuz, de Rosmélec et de l'Auberlac'h sont occupés par le petit statice (*Limonium humile*), une espèce qui n'existe actuellement en France que dans quelques secteurs de la rade de Brest (Tesson *et al.*, 1997 ; Quere et Magnanon, 1998, 2000). De même, les marais sont des secteurs de repos et d'hivernage privilégiés pour l'avifaune. En outre, ils jouent un rôle de filtre naturel épurateur et contribuent au maintien et à l'amélioration de la qualité des eaux.

Pour toutes ces raisons, la plupart des zones d'arrière-cordon sont depuis longtemps classées en ZNIEFF (Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique Floristique et Faunistique), en ZICO (Zone d'Importance Communautaire pour les Oiseaux), en ZPS (Zone de Protection Spéciale) ou en ZSC (Zone Spéciale de Conservation). Elles sont désormais intégrées au sein du réseau Natura 2000, comme le montre la figure 245 pour la rade de Brest. La conservation de toutes les espèces floristiques et faunistiques remarquables passe avant tout par le maintien de leur biotope. Ce dernier étant assuré par la simple présence des flèches de galets, il apparaît comme essentiel de préserver ces formes d'accumulation et d'éviter leur démantèlement.

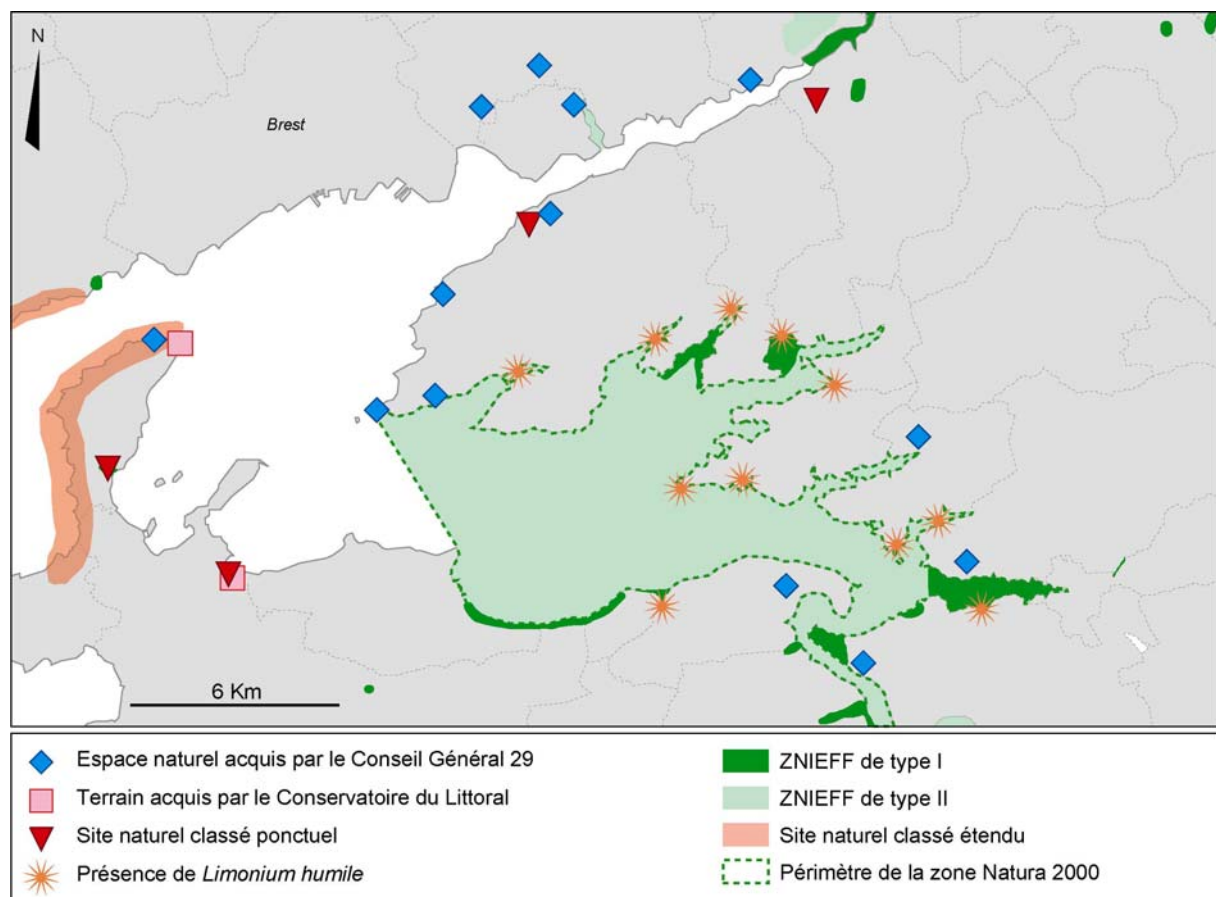


Figure 245 : Mesures de protection en rade de Brest (source : Diren Bretagne, Conservatoire Botanique de Brest, Conseil Général du Finistère, 1996).

1-1-2- Un patrimoine géomorphologique à préserver et à valoriser

L'intérêt d'une véritable gestion des flèches de galets réside également dans la préservation et la valorisation d'un patrimoine géomorphologique remarquable.

Comme le précisent Meur-Ferrec *et al.* (2002), la préservation du patrimoine naturel est moins avancée en sciences de la terre qu'en sciences de la vie. La notion de patrimoine naturel, étendue au patrimoine géologique, y compris le patrimoine géomorphologique, est reconnue pour la première fois par la loi de 1976 sur la protection de la nature qui permet la création de Réserves Naturelles à finalité géologique. Le début des années 1980 marque plusieurs avancées significatives en matière de protection du patrimoine géologique en France. La première Réserve Naturelle Volontaire géologique est créée en 1980 dans l'Hérault. L'île de Groix est, en 1983, la première Réserve Naturelle géologique sur le littoral. En 1986 est créée la Commission du Patrimoine Géologique (CPG) réunissant les principales têtes du réseau du patrimoine géologique (BRGM, Fédération Française des Amateurs en Minéralogie et Paléontologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, Réserves Naturelles de France, Société Géologique de France). Toutefois, ce n'est qu'à la suite du symposium international organisé à Digne sous l'égide de l'UNESCO, que des actions fortes sont engagées en faveur de la reconnaissance du patrimoine géologique. En 2002, il existait 23 Réserves Naturelles spécifiquement géologiques et 28 réserves naturelles présentant un patrimoine géologique remarquable (Meur-Ferrec *et al.*, 2002). Sur le littoral sont reconnus le Banc d'Arguin (Gironde), la Dune Marchand (Nord), l'étang du Cousseau (Gironde), le courant d'Huchet (Landes), la mer d'Iroise (Finistère).

Toutefois, il en va autrement en matière de patrimoine strictement géomorphologique où, sauf exceptions ponctuelles, presque tout reste à faire. Pour cette raison, des initiatives se multiplient depuis quelques années pour favoriser l'émergence de projets d'inventaire et d'évaluation des géomorphosites au sein des collectivités territoriales.

Un géomorphosite, ou un site géomorphologique ou encore un géotope géomorphologique, peut être défini comme une portion de la surface terrestre d'une importance particulière pour la compréhension de l'histoire de la Terre, du climat et de la vie (Panizza, 2001 ; Reynard, 2004). Le terme géomorphosite a été introduit par M. Panizza (2001) et qualifie un objet géomorphologique, aux dimensions variées, allant de la forme ponctuelle (doline) à des reliefs de grande taille (portion de côte), auxquels l'Homme confère une certaine valeur pour des raisons scientifiques, écologiques, esthétiques, culturelles ou économiques. Il est sensé participer à la compréhension et à la reconstitution de l'histoire de la Terre (Reynard, 2005). Les géomorphosites doivent permettre de comprendre et de visualiser la dynamique des reliefs actuels, et constituent bien souvent des archives des paléoenvironnements permettant de prendre conscience de la profondeur temporelle des reliefs actuels.

L'actualité scientifique est révélatrice de l'intérêt grandissant que porte la communauté des géomorphologues français à l'égard de cette problématique patrimoniale. En 2005, un numéro spécial de la revue française « Géomorphologie : relief, processus, environnement » a été consacré à l'étude spécifique des géomorphosites, tandis qu'en juin 2009, se tiendra également un colloque international de géomorphologie à l'université Paris-Sorbonne intitulé « Géomorphosites 2009 : imagerie, inventaire, mise en valeur et vulgarisation du patrimoine géomorphologique ».

Dans cette optique, les flèches de galets de Bretagne présentent à la fois un intérêt scientifique, écologique, esthétique, culturel et pédagogique justifiant leur préservation et leur valorisation au titre de géomorphosite. La valeur scientifique de ces flèches réside dans leur grande mobilité, dans leur degré de sensibilité variable aux forçages météo-marins et anthropiques, dans la présence de formes héritées, souvent situées à proximité et témoignant de variations ayant affecté le climat, le niveau marin et le bilan sédimentaire côtier dans le passé. La valeur écologique se trouve dans la présence d'espèces végétales caractéristiques des cordons de galets telles que le Chou marin (*Crambe maritima*) ou la Morelle douce-amère (*Solanum dulcamara marinum*). Certaines flèches servent

également de site de nidification ou d'hivernage pour des colonies d'oiseaux migrateurs. Ainsi, le Sillon de Talbert accueille durant l'hiver des colonies de Bernaches cravants, de Pluviers argentés, de Grands Gravelots ou de Bruant des neiges (Houdart, 2006). Ces formes d'accumulation littorales présentent aussi une grande valeur esthétique et paysagère. Outre la diversité de leur morphologie, ces flèches s'intègrent dans des paysages changeant selon la marée où se juxtaposent des secteurs dominés tantôt par le minéral, tantôt par le végétal, et où l'empreinte de l'Homme sur le milieu est relativement faible, ou en tout cas peu visible. Certains de ces cordons présentent également une valeur culturelle et sont associés à des légendes populaires ou à des récits de naufrage. Une légende raconte ainsi que le Sillon de Talbert serait l'œuvre de la fée Morgane. Pour rejoindre le roi Arthur, la fée qui habitait l'île de Talbert entra dans la mer, jeta devant elle un galet qui devint un rocher sur lequel elle bondit, puis d'autres galets très rapprochés qui formèrent une chaussée. Et Morgane put enfin se glisser dans les bras de son roi... Par ailleurs, d'un point de vue économique, ces flèches présentent essentiellement un intérêt touristique. Elles constituent des lieux de promenade privilégiés et offrent des points de vue originaux sur le milieu littoral. Elles sont également un support à une multitude d'activités récréatives (baignade, cerf-volant, char à voile). Enfin, elles présentent une valeur pédagogique importante puisque leur grande mobilité permet une lecture simple des transferts sédimentaires et des mécanismes en jeu dans l'évolution littorale.

Pour ces raisons, les flèches de galets de Bretagne se prêtent parfaitement à un processus de patrimonialisation permettant leur préservation et leur valorisation à travers des mesures de gestion adaptées, tenant compte de la nature dynamique de ces formes d'accumulation.

1-2- Les moyens techniques d'une gestion

L'ingénierie côtière a développé un grand nombre de moyens techniques permettant de répondre aux situations d'érosion ou de recul des accumulations littorales. Plusieurs d'entre elles ont été employées sur les flèches de galets avec une efficacité variable. D'une manière générale, il est possible de distinguer, d'une part, les méthodes « lourdes » faisant appel à des structures de défense fixes et rigides utilisant souvent le béton ou les enrochements comme matériaux de construction des ouvrages et, d'autre part, les méthodes « douces » qui tiennent compte de la mobilité des cordons et pallient simplement certains dysfonctionnements des édifices sédimentaires. Les quelques lignes qui suivent ne visent pas à dresser un inventaire exhaustif des techniques existantes. Il s'agira simplement de rappeler la fonction de ces deux types de méthodes et de définir brièvement le cadre d'intervention dans lequel elles peuvent être employées pour une gestion adaptée des flèches de galets.

1-2-1- Les méthodes « lourdes » de stabilisation

Les méthodes « lourdes » font appel à des ouvrages fixes et rigides disposés parallèlement ou perpendiculairement à la ligne de rivage. Les ouvrages transversaux, de type épi, sont destinés à ralentir, voire à stopper, les transferts sédimentaires le long des flèches. Ils sont généralement mis en place dans la partie proximale des cordons dominés par un transit longitudinal, subissant un processus de macro-cannibalisation. En Bretagne, le Sillon de Talbert est la seule flèche de galets à comporter un ouvrage de ce type (l'épi du Chouck), sensé stabiliser la racine du cordon (figure 159). Au-delà de notre aire d'étude, la flèche du Hourdel est un exemple frappant de tentative de stabilisation par la pose d'épis. Le long de ce cordon se dispose une batterie d'ouvrages transversaux installés successivement depuis 1966 sur un linéaire de 9 km, d'Ault jusqu'à Cayeux sur Mer (Dolique, 1998, 1999) (photographie 39). Ces ouvrages sont de type « plongeant » : leur profil épouse celui du

cordon. Certains sont constitués d'un simple rideau de palplanches, d'autres, appelés « épis caissons », sont constitués d'une structure de béton encadrée par deux palplanches. Leur mise en place répond à une situation d'érosion dans la partie proximale de la flèche et s'intègre dans une politique de défense côtière visant à stabiliser le cordon. Les conséquences d'une telle stratégie de défense sont cependant bien connues : les problèmes d'érosion se déportent progressivement en aval-dérive des sections protégées et nécessitent l'installation de nouveaux épis (Carter, 1988). Notons, enfin, qu'il existe actuellement des techniques *by-pass* qui concilient le maintien des sédiments en place et la poursuite d'un certain transit longitudinal. Elles supposent la mise en place d'ouvrages plus ou moins perméables selon la granulométrie du matériel sédimentaire.



Photographie 39 :Epis installés dans la partie proximale de la flèche du Hourdel (clichés : S. Suanez, septembre 2007).

Les ouvrages parallèles aux flèches peuvent se disposer sur l'avant-plage sous la forme de brise-lames en enrochements destinés à absorber une partie de l'énergie des houles incidentes avant leur déferlement sur le cordon. Une seule expérience de ce type a été tentée en quelques points du Sillon de Talbert, associée à la pose de filets en géotextile sensés maintenir les galets. Nous reviendrons plus en détail sur cette expérience dans le point suivant de ce chapitre. Les ouvrages

longitudinaux peuvent également être installés en haut de cordon afin de limiter le franchissement de la crête par les plus hauts jets de rive et d'éviter le *rollover* des accumulations. Le recours à ce type de méthode de protection contre le recul est relativement fréquent sur les cordons de galets des côtes de la Manche (Morel, 1997). En Bretagne, seules les flèches de Dibenn et le Sillon de Talbert en ont fait l'expérience à travers la pose d'enrochements au sommet des accumulations. Sur le secteur de Dibenn, l'ouvrage a permis de stabiliser efficacement l'édifice sédimentaire, mais il a entraîné la disparition presque complète de la plage située en contrebas. Les sédiments ont poursuivi leur course vers la partie distale de la flèche et n'ont pas été remplacés par des apports provenant de l'amont-dérive. Ce type d'évolution peut amener à intensifier l'artificialisation des cordons, aboutissant à la juxtaposition de murs, enrochements, épis et brise-lames le long d'une même accumulation littorale, comme l'a observé Morel (1997) sur la flèche de Hurst Castle Spit en Angleterre. En outre, il est rare que de tels ouvrages soient véritablement efficaces. Sur le Sillon de Talbert, la mise en place d'une digue frontale en enrochement fut un échec, le cordon ayant poursuivi son recul, comme nous le verrons ultérieurement.

En somme, le recours à des méthodes lourdes de stabilisation des flèches de galets se révèle souvent d'une faible efficacité. Le plus souvent, l'implantation de ce type de structure de défense reflète la nécessité de parer à une situation de crise, suite à un ou plusieurs épisodes particulièrement morphogènes. La capacité d'ajustement post-érosive est rarement prise en compte probablement en raison d'une certaine méconnaissance des dynamiques morphosédimentaires propres à chaque flèche. En outre, toutes ces mesures de défense traitent l'effet et non la cause du recul. En raison du coût financier et de la dégradation paysagère qu'elles entraînent, le recours à ce type de méthode doit donc être évité sur les flèches de galets de Bretagne, notamment dans une optique de valorisation d'un patrimoine géomorphologique.

1-2-2- Les méthodes « douces » accompagnatrices

Les méthodes « douces » consistent en des interventions ponctuelles visant à reprofiler les cordons en cours d'érosion ou à effectuer des rechargements sédimentaires. Ces méthodes peuvent être associées à la mise en place d'ouvrages rigides ou être utilisées seules dans le cadre d'une politique de retrait planifié des flèches de galets.

En France, les rechargements sédimentaires sont des opérations relativement fréquentes sur les cordons de galets. Ainsi, les plages de Nice ont pu bénéficier, depuis les années 1970, d'une politique de rechargement en matériaux issus de carrières de galets situées dans l'arrière-pays niçois (Anthony *et al.*, 1994 ; Anthony et Cohen, 1995 ; Cohen et Anthony, 2007). Sur la flèche du Hourdel, les matériaux issus des carrières terrestres ou de sites littoraux plus ou moins éloignés sont transportés par camions et déchargés sur le haut de plage dans la partie proximale du cordon (photographie 40). Les volumes rechargés sont ici considérables. Entre 1990 et 1994, environ 660 000 m³ de galets ont été apportés afin de réparer les dommages causés sur le cordon par la tempête de février 1990 (Morel, 1997). Depuis 1995, la politique de gestion du cordon s'appuie sur des rechargements réguliers d'environ 20 000 m³/an (Dolique, 1998). Cette pratique n'a pas d'équivalent en Bretagne puisque, seule, la flèche du Loc'h a bénéficié d'un rechargement ponctuel en 1995 estimé à seulement 700 m³. Dans le point suivant, nous verrons que le matériel utilisé provient de l'estran lui-même et a été prélevé dans les secteurs au bilan sédimentaire excédentaire. Par ailleurs, notons que les rechargements sédimentaires peuvent concerner exclusivement la face externe du cordon ou son revers, suivant qu'ils visent à permettre une meilleure absorption de l'énergie des vagues ou à consolider l'édifice sédimentaire par un épaulement (figure 246). Si ces deux objectifs sont recherchés, un coffrage du cordon initial sera réalisé.



Photographie 40 : Rechargements en galets du haut de plage dans la partie proximale de la flèche du Hourdel (clichés : S. Suanez, septembre 2007).

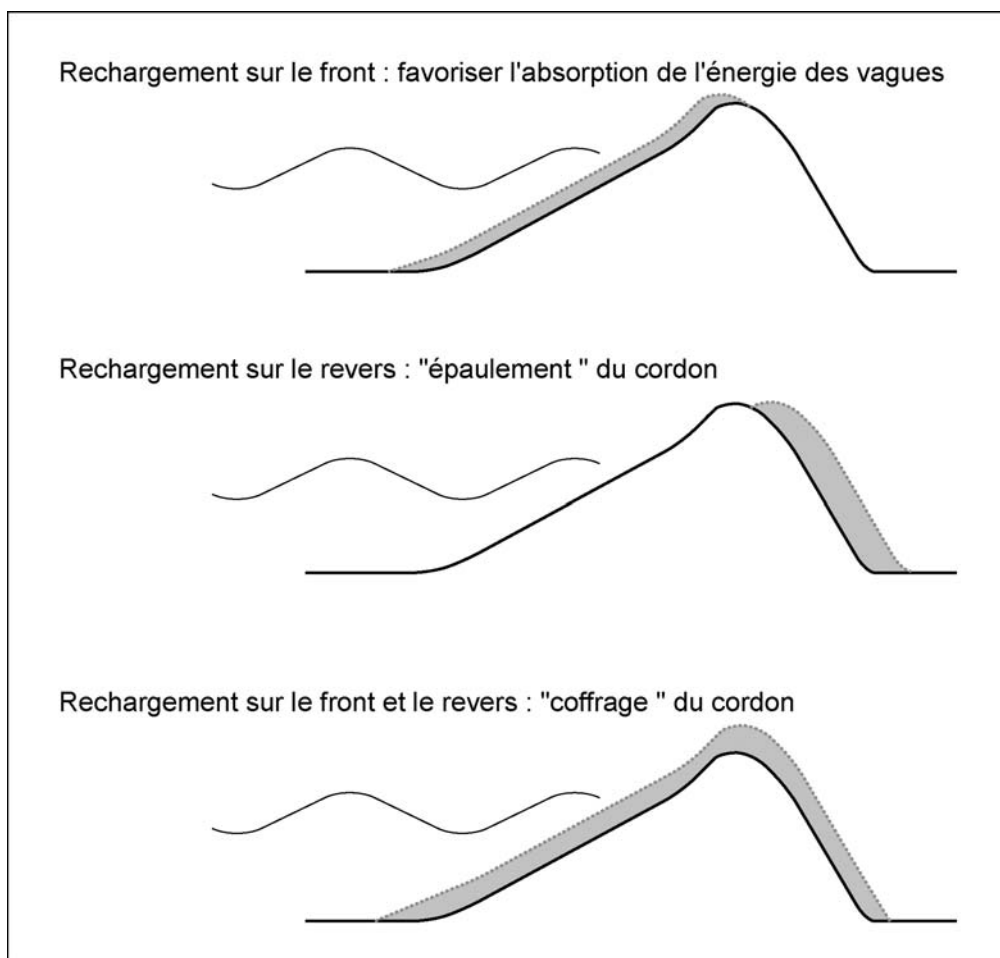


Figure 246 : Localisation des secteurs préférentiels de rechargement sédimentaire le long du profil d'un cordon de galets (d'après Morel, 1997).

Les rechargements sédimentaires s'accompagnent souvent d'un reprofilage des cordons. Au cours de ces opérations, la crête peut être rehaussée afin qu'elle devienne moins sensible aux submersions marines. Dans ce cadre, il s'avère particulièrement intéressant de déterminer préalablement les niveaux d'eau extrêmes pour différentes périodes de retour afin de définir au mieux l'altitude de la nouvelle crête. Dans cette optique, nous espérons que les résultats obtenus dans le chapitre précédent pourront servir, à l'avenir, à de telles opérations.

Sur les flèches de galets, les techniques de rechargement sédimentaire et de reprofilage constituent donc des solutions adaptées à un accompagnement du recul. Elles offrent l'avantage de ne pas détériorer les qualités paysagères des accumulations et préservent la nature dynamique des cordons. Ces méthodes de protection s'appuient sur des interventions ponctuelles après des épisodes érosifs et supposent la mise en place d'un suivi morphosédimentaire de l'estran. Ces mesures de gestion nous semblent plus en accord avec une préservation et une valorisation patrimoniale des flèches de galets.

1-3- Conclusion partielle

Les flèches de galets constituent le premier rempart contre la submersion marine des marais maritimes. Ces marais font actuellement l'objet de nombreuses mesures de protection car ils représentent des environnements à forte valeur écologique. La préservation de ces milieux devrait donc passer par une véritable gestion des formes d'accumulation littorales qui les protègent. En outre, à l'heure où émerge progressivement la notion de patrimoine géomorphologique, les flèches de galets sont désormais l'objet d'un intérêt grandissant. Leur grande mobilité, leur sensibilité aux agents météo-marins, leur diversité morphologique en font des objets géomorphologiques à préserver dans le cadre d'une politique de valorisation du patrimoine naturel. Un bref aperçu des diverses techniques permettant de répondre aux situations d'érosion est suffisant pour recommander l'emploi de méthodes « douces » basées sur des opérations ponctuelles de rechargement sédimentaire et/ou de reprofilage. L'étude détaillée des mesures de gestion adoptées sur le Sillon de Talbert et sur la flèche du Loc'h devrait, en effet, venir confirmer ces recommandations en apportant un éclairage sur les différentes politiques de gestion mises en place jusqu'à présent.

2- Expériences de gestion sur les flèches de galets : étude du Sillon de Talbert et des flèches du Loc'h

A ce jour, les sites du Loc'h et le Sillon de Talbert sont les seuls à avoir fait l'objet de véritables mesures de gestion, témoignant d'une volonté de préservation des flèches littorales face à une situation de recul rapide et à l'ouverture fréquente de brèches. Sur le secteur du Loc'h, les raisons ayant motivé des interventions de gestion sont liées à une forte sensibilité environnementale des élus locaux et à un attachement profond des riverains aux qualités paysagères du site. Sur le Sillon de Talbert, l'enjeu est essentiellement touristique puisque la flèche constitue un élément essentiel de l'attractivité de la commune durant la période estivale. En outre, le cordon protège en partie la presqu'île de Lanros de l'action érosive des vagues et de la submersion marine. Aussi, depuis plusieurs décennies, se sont donc multipliées des interventions visant à ralentir le recul de ces édifices sédimentaires et à éviter leur démantèlement. Nous insisterons donc successivement sur les expériences menées en la matière sur chacun de ces deux secteurs littoraux.

2-1- La gestion du Sillon de Talbert

2-1-1- Les erreurs du passé : échec des tentatives de stabilisation du cordon (1974/1994)

Le recul du Sillon de Talbert préoccupe les riverains et les autorités locales depuis maintenant une quarantaine d'années. En effet, c'est à partir de 1962 que les différents intéressés commencent à se mobiliser pour réfléchir à des mesures de protection contre l'érosion marine, suite à l'ouverture de deux brèches à la racine du Sillon aux mois de mars-avril. A cet égard, il convient de rappeler que de telles brèches ne s'étaient pas ouvertes depuis le début du siècle (Pinot, 1994). L'épisode érosif de 1962 vient donc rappeler la fragilité morphologique du Sillon auparavant perçu comme une forme relativement stable. Il constitue le point de départ d'une série d'opérations visant à empêcher son recul.

Jusqu'à la fin des années 1960, la mairie de Pleubian est seule responsable de la gestion du site. Ne pouvant engager des mesures de protection de grande envergure, une réflexion s'engage sur la création d'un syndicat intercommunal regroupant toutes les communes environnantes qui bénéficient soit de la protection du Sillon contre l'attaque des vagues, soit des retombées économiques liées à la présence de ce site touristique à proximité. En 1967, les brèches se rouvrent à l'enracinement de la flèche et signalent l'urgence d'une intervention de protection contre l'érosion marine. Deux années plus tard, le Syndicat Intercommunal pour la Sauvegarde et la Protection du Sillon voit le jour, regroupant une dizaine de communes. Ce syndicat se voit chargé de la gestion du site et doit servir de tribune aux acteurs de la question littorale, représentants d'organismes d'Etat et scientifiques pour discuter des mesures techniques à entreprendre sur le cordon.

En 1974, la décision est prise de réaliser une digue frontale en enrochements au sommet du cordon (photographie 41). Cet ouvrage est censé absorber l'énergie des vagues lors des épisodes de submersion marine et doit permettre de ralentir au maximum le recul de l'édifice sédimentaire. L'épi du Chouck est également mis en place dans le but de stabiliser la racine de la flèche. Ces opérations témoignent alors d'une volonté de fixer le Sillon de Talbert dans sa position. Elles relèvent, selon Morel (1997), d'un certain « conservatisme » plutôt que d'une réelle politique de défense côtière. En effet, ce type d'ouvrage de défense entrave les processus naturels d'auto-organisation du cordon et entraîne une fragilisation progressive de l'édifice sédimentaire qui perd sa capacité à s'adapter aux variations des conditions météo-marines. A cette époque, toutefois, le recours aux enrochements pour fixer la position du rivage est fréquent sur les côtes du Trégor (Le Goff, 1995) et leur utilisation est bien souvent abusive.

Peu adaptées, ces mesures de protection montrent rapidement leur inefficacité à ralentir le recul du Sillon. Six ans seulement après la mise en place de la digue frontale, une campagne de mesures topographiques réalisée par la DDE relève, dans certains secteurs, un recul du cordon d'une dizaine de mètres par rapports aux enrochements (figure 247) et un écrêtement important de l'accumulation par endroits. Malgré ce bilan négatif, l'inspecteur des Ponts et Chaussées, en accord avec le syndicat mixte, opte pour un allongement de l'ouvrage dès 1982, s'accompagnant d'un reprofilage du Sillon dans ses parties proximale et médiane. En outre, les portions de la digue qui se situent désormais à mi-hauteur sur le cordon sont ramenées au sommet de l'accumulation. Toutefois, ces opérations se révèlent une nouvelle fois incapables de protéger le cordon de l'érosion marine et d'empêcher le recul de la flèche. En 1984, le montant total des travaux réalisés sur le site s'élève à 400 000 euros et les ouvertures de brèches dans le cordon se succèdent jusqu'à la fin des années 1980, nécessitant de nouvelles opérations de reprofilage. Les critiques en direction du syndicat mixte sont de plus en plus virulentes. Force est d'admettre l'échec des actions menées en matière de

gestion de l'érosion par la mise en place de structures lourdes telles que l'épi du Chouck et la digue en enrochement.



Photographie 41 : Digue frontale en enrochements mise en place en haut de cordon le long du Sillon de Talbert (Cliché : D. Halleux, 2003).



Figure 247 : Enrochement au pied du Sillon de Talbert (Cliché : D. Halleux, octobre 2004).

Dès 1987, une initiative originale est entreprise visant à stabiliser le cordon en enfermant les galets dans une poche en géotextile (Hallégouët *et al.*, 1989, 1994). En guise d'essai, cette opération porte uniquement sur un linéaire de 250 m dans la partie médiane de la flèche, non protégée par la digue frontale. Les travaux reposent sur le reprofilage du cordon et son enveloppement par un filet de polyéthylène ancré en profondeur par des blocs (figure 248). Quatre tranches de 50 m de long sur 20 m de large, maintenues transversalement par des enrochements sont réalisées. Le filet et les enrochements sont recouverts par une chape de galets de 50 cm d'épaisseur. De plus, le dispositif est complété par la mise en place d'un brise-lame en enrochement au pied du cordon. Le coût des travaux s'élève à 125 000 euros, mais cette opération s'avère être un échec en raison d'erreurs techniques liées à la qualité du géotextile et la taille des mailles retenue pour envelopper les galets. Durant l'hiver, le filet est mis à nu et se déchire, entraînant un écrêtement du cordon. Toutefois, le recours à une technique de stabilisation plus douce révèle la défiance de plus en plus grande des gestionnaires à l'égard des méthodes « lourdes » employées jusqu'alors pour limiter le recul du Sillon.

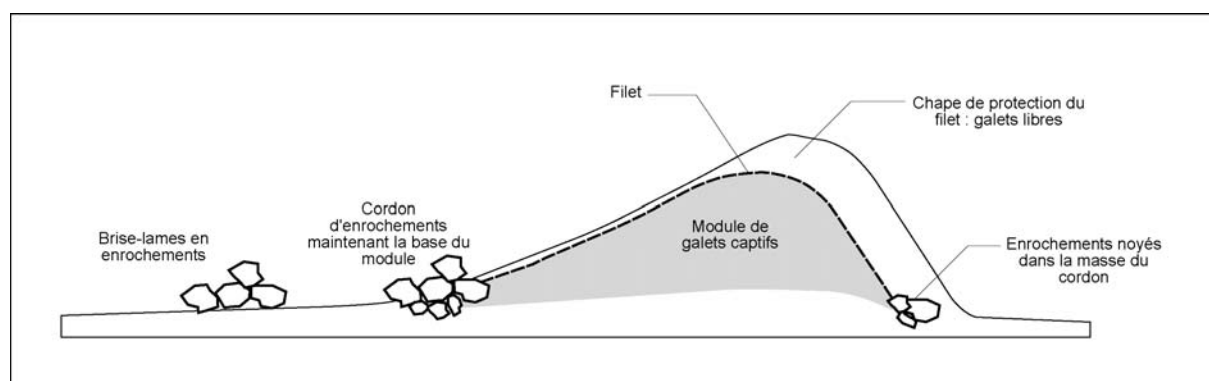


Figure 248 : Principes de mise en place des filets en géotextile sur le Sillon de Talbert.

Ce nouvel échec ne fait qu'accroître les tensions au sein du syndicat mixte qui demande, en 1994, la remise en gestion du Sillon de Talbert au Conservatoire du Littoral. A cette date, le bilan des interventions réalisées depuis les années 1970 est très négatif. En effet, le cordon est artificialisé sur les deux tiers de sa longueur et son recul s'est poursuivi en dépit des coûteuses opérations menées pour le stabiliser. L'épi du Chouck a entraîné le décrochement de la partie proximale de la flèche par rapport à sa racine. En outre, Pinot (1994) note que la quasi-totalité de la zone protégée par les enrochements est submersible lors des pleines mers de vive-eau.

S'amorce alors une réflexion autour des questions suivantes : dès lors que les enrochements n'ont pas eu les effets escomptés, pourquoi devrait-on les conserver en l'état ? En outre, est-on véritablement en mesure d'arrêter le recul du Sillon sans engager des travaux coûteux et dégradant les qualités paysagères du site ? Si tel est le cas, sur quoi repose la nécessité d'une telle entreprise, dans la mesure où la disparition de la flèche ne constitue pas un facteur de risque ? Enfin, ne vaut-il pas mieux gérer de manière raisonnée le recul de la flèche en acceptant éventuellement sa rupture ?

2-1-2- L'acceptation d'un inévitable recul (1994/2008)

Au début des années 2000, le Conservatoire du Littoral lance une étude visant à proposer un réaménagement du Sillon de Talbert plus adapté à la dynamique du site et à présenter des solutions pour la valorisation de l'ensemble de sa zone d'intervention (Latteux, 2001a, 2001b). Celle-ci couvre une superficie de 190 ha et intègre non seulement le Sillon lui-même, mais également l'anse de Mer Melen, ainsi que des terrains situés sur la presqu'île de Lanros, en arrière du Sillon.

En réponse à la pénurie sédimentaire dont souffre le cordon et aux effets pervers dus aux dispositifs de protection contre l'érosion mis en place depuis les années 1970, plusieurs propositions d'aménagement sont alors formulées (Latteux, 2001b). La première consiste à supprimer en totalité la digue frontale en enrochements. Cette solution devrait entraîner, à terme, la rupture de la flèche dans sa partie proximale et une érosion accrue des rivages de l'anse de Mer Melen qu'il conviendrait de protéger par un ouvrage de défense. Une deuxième proposition réside dans le concassage des enrochements sous forme de cailloutis de la taille des galets afin de recharger le cordon. Employée seule, cette solution aurait des effets limités dans le temps, les cailloutis migrant naturellement du fait de la dérive littorale. Cependant, les matériaux issus du concassage des enrochements permettraient la constitution d'un stock sédimentaire dont manque cruellement le Sillon. La troisième solution propose la mise en place de petits épis en réutilisant les enrochements actuels. Ces ouvrages limiteraient alors le départ de matériel en direction de la pointe du cordon et devraient freiner son recul. Toutefois, une opération de ce type réduirait fortement les qualités paysagères du site, comme le précise l'étude réalisée par Latteux (2001b). Une quatrième solution résiderait dans la création d'une banquette longitudinale de pré-déferlement destinée à freiner les houles avant leur arrivée sur le Sillon. Cependant, ce dispositif serait difficile à concevoir pour obtenir une efficacité optimale. Enfin, les enrochements pourraient être déplacés sur le revers du cordon afin de stopper, selon Latteux (2001b), le recul de la flèche.

Après réflexion, la solution retenue par le Conservatoire du Littoral est basée sur une combinaison des propositions précédentes : le concassage des enrochements actuels et leur disposition en arrière du Sillon. Seul, l'épi du Chouck serait préservé. Cette solution tranche radicalement avec la politique de gestion interventionniste qui caractérise les décennies précédentes. Elle reconnaît le caractère inévitable du recul et le considère même comme un élément pouvant donner lieu à une valorisation pédagogique, susceptible de faire augmenter la fréquentation touristique du site. L'objectif est de redonner au Sillon une forme naturelle en laissant libre cours à l'action morphogène des agents météo-marins. Seules, des interventions ponctuelles visant à accompagner le recul en maîtrisant ses conséquences seraient à envisager. Il s'agirait donc de laisser faire la nature en maintenant une surveillance régulière des évolutions morphologiques. L'action des gestionnaires se limiterait à un simple colmatage des amorces de brèches, immédiatement après leur formation, ou à une revégétalisation de la crête sur les sections sableuses de la flèche détériorées après un épisode de submersion marine. Dans ce cadre, un suivi topo-morphologique régulier couplé à une étude fine des forçages météo-marins est préconisé. Les résultats présentés dans le premier chapitre de cette partie s'intègrent pleinement dans cette optique d'acquisition de données et d'amélioration des connaissances sur la dynamique du Sillon. En somme, la gestion se résumerait à accompagner le recul des parties proximale, médiane et distale en évitant leur rupture. En revanche, la racine de la flèche, stabilisée par l'épi du Chouck, ne devrait pas nécessiter de mesures de gestion importante.

Derrière ces choix de gestion, se cache la volonté de permettre, à terme, un ancrage du Sillon sur la pointe de Mer Melen (figure 249). La racine du cordon restant stable, elle devrait

progressivement se désolidariser du reste de la flèche qui reculerait jusqu'à trouver un autre point d'enracinement plus en arrière.

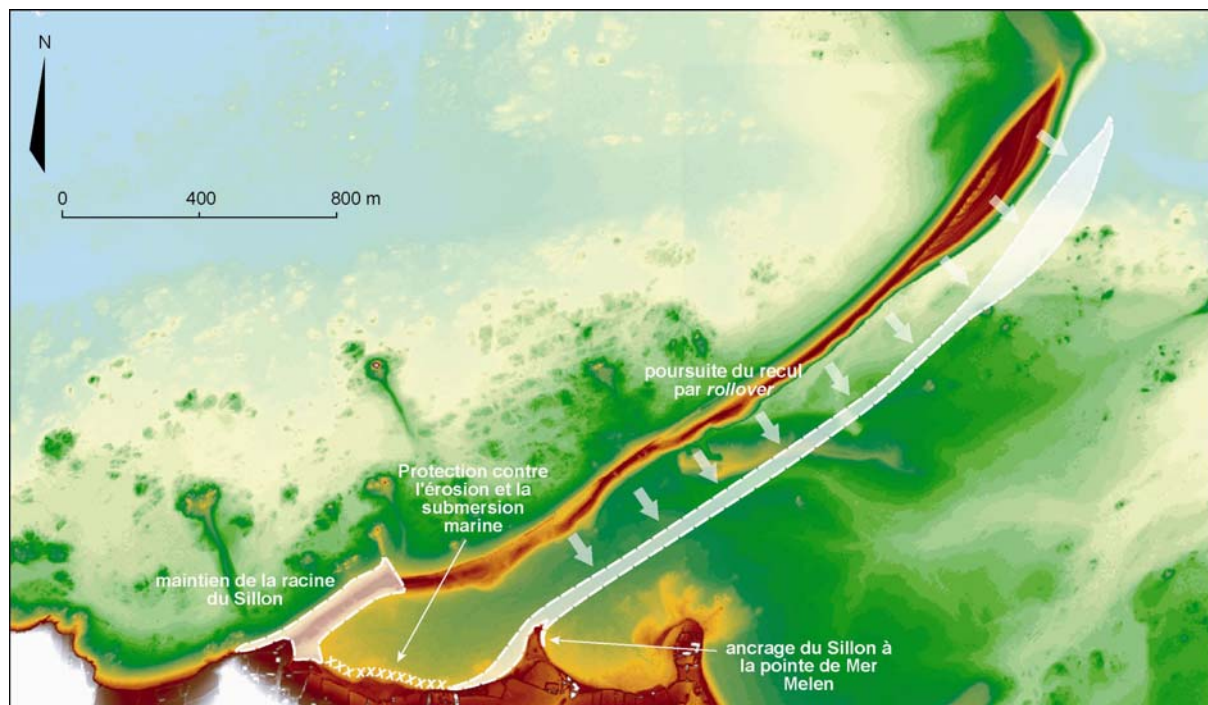


Figure 249 : Evolution du Sillon de Talbert telle que l'envisage le Conservatoire du Littoral. Les choix de gestion visent donc à maintenir la racine de la flèche dans sa position et à laisser reculer le reste du cordon en évitant sa rupture dans la partie proximale et en espérant, à terme, son ancrage à la pointe de Mer Melen.

Les opérations de désenrochement débutent ainsi à l'automne 2004. Les blocs constituant la digue frontale sont concassés en cailloux de taille décimétrique (Photographie 42). Ironie de l'histoire, l'entreprise chargée des opérations est celle-là même qui avait enroché le Sillon dans les années 1970.

Comme nous l'avons rappelé précédemment, une partie du matériel concassé est disposée en arrière du Sillon sous la forme de trois cordons artificiels de 1,5 m de hauteur (figure 250). Une autre partie sert à colmater deux larges brèches ouvertes durant la décennie 1990. L'épi du Chouck et une portion de 150 m de la digue frontale sont tout de même maintenus. Dans le même temps, les opérations de concassage donnent lieu à une campagne de communication menée par le Conservatoire du Littoral, désireux de convaincre le grand public de l'intérêt de supprimer les enrochements érigés trente ans plus tôt. C'est à partir des termes de « restauration » et de « préservation » qu'est alors présentée la suppression des ouvrages de défense contre l'érosion. Les nouveaux gestionnaires entendent ainsi redonner au lieu « toute sa souplesse et sa réactivité », une expression que l'on retrouve à plusieurs reprises dans les articles de presse locale et nationale.



Photographie 42 : Travaux de suppression de la digue frontale en enrochement sur le Sillon de Talbert (cliché A : D. Halleux, octobre 2004 ; cliché B : Société Marc)



Figure 250 : Vue aérienne oblique du Sillon de Talbert et des enrochements artificiels mis en place sur le revers à l'automne 2004 (Cliché : D. Halleux, Conservatoire du Littoral, 2007).

Bien que la suppression des enrochements sur le Sillon de Talbert soit tout à fait louable, la mise en place de cordons artificiels peut néanmoins être critiquée. Quel est l'intérêt de mettre en place des cordons de ce type en arrière de la flèche ? Rien ne permet d'affirmer que ces ouvrages freineront le recul du Sillon à l'avenir. Au mieux, peuvent-ils constituer un ados temporaire, avant d'être englobés dans le mouvement de *rollover* de la flèche (figure 251). Une fois incorporés au sein de l'accumulation, il est peu probable que ces petits cordons artificiels viennent gonfler de manière significative le volume de matériel en présence dans la flèche. Le volume total de ces cordons atteint tout juste $6\,500\text{ m}^3$, ce qui est dérisoire en comparaison du matériel stocké au sein du Sillon lui-même. Enfin, il est supposé que, lorsque la flèche aura suffisamment reculé pour permettre leur affleurement sur la plage, ces cordons artificiels seront progressivement démantelés par les vagues et viendront nourrir l'estran en galets. Ce scénario nous semble très hypothétique car le concassage des enrochements a uniquement produit des cailloux de taille grossière. Leur granulométrie est nettement supérieure à celle des galets qui constituent le Sillon de Talbert et il est possible que les vagues n'aient pas l'énergie suffisante pour mettre en mouvement ce matériel. Par conséquent, il aurait été préférable d'alimenter directement la flèche à partir de ce matériel en prenant soin d'obtenir, après concassage, un sédiment de granulométrie légèrement supérieure à la taille moyenne des galets présents sur le cordon. Ce stock de matériel meuble aurait ainsi contribué à l'alimentation sédimentaire de la flèche. Une telle solution a été proposée par Latteux (2001b), mais elle n'a pas été retenue par le Conservatoire.

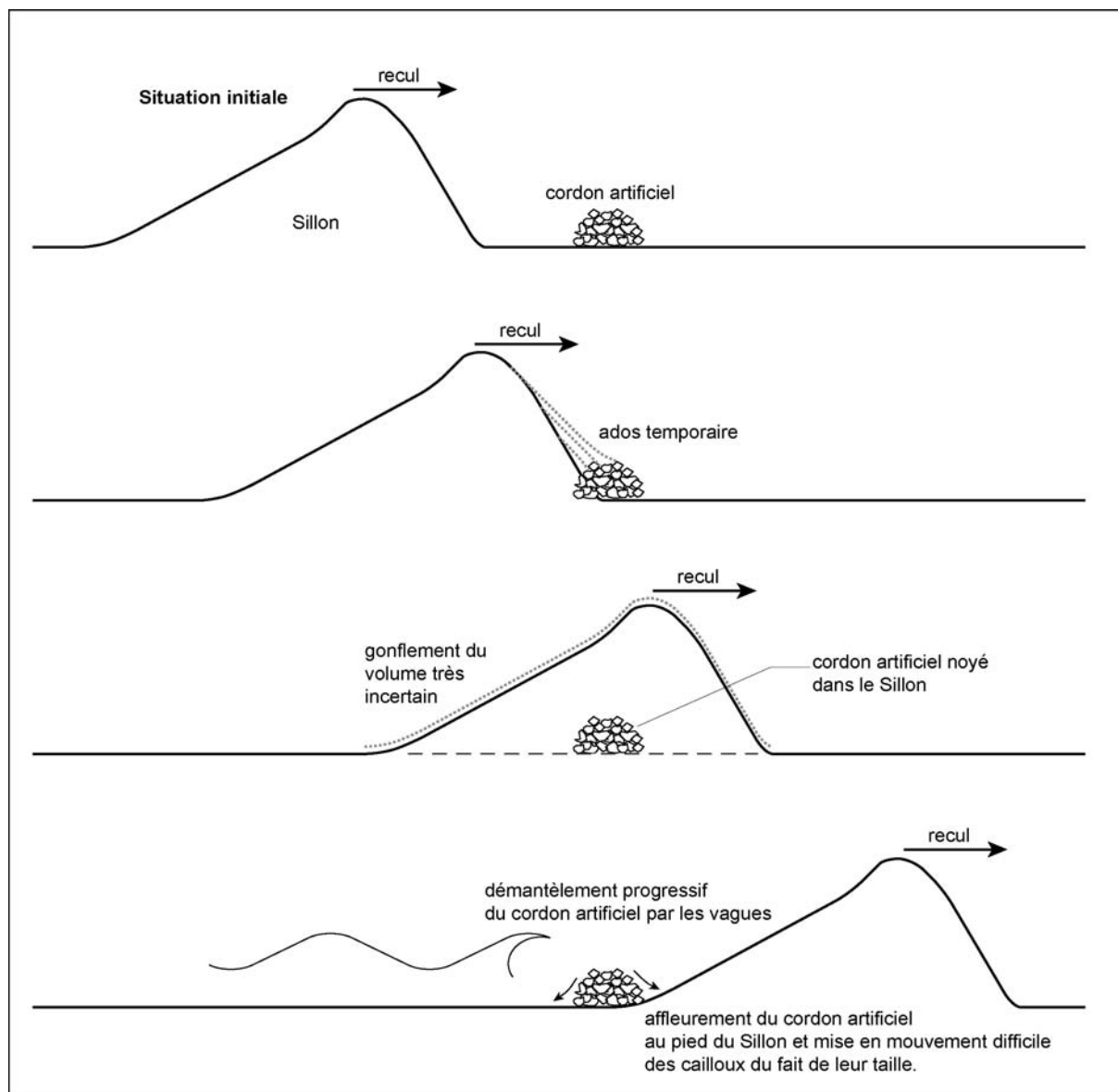


Figure 251 : Impact supposé des cordons artificiels sur le recul du Sillon de Talbert.

Par conséquent, les opérations menées sur le Sillon à l'automne 2004 n'ont aucunement résolu le problème du déficit sédimentaire dont souffre la partie proximale du Sillon. Pour ce faire, il faudrait probablement se résoudre à effectuer des rechargements sédimentaires réguliers à partir de galets prélevés sur le crochet terminal. Comme nous l'avons vu précédemment, ce type d'opération est réalisé fréquemment sur la flèche du Hourdel, où un volume de 20 000 m³ de galets est annuellement déplacé depuis la section en accrétion vers la section en érosion (Dolique, 1998). Pour le moment, toutefois, le Conservatoire n'est pas favorable à cette option, probablement en raison du coût que représente une telle entreprise. Contrairement à la flèche du Hourdel, le Sillon de Talbert ne protège ni aire urbanisée, ni pôle industriel. La rupture du cordon ne constitue pas un facteur de risque puisque les secteurs protégés par le Sillon sont essentiellement destinés à un usage agricole. Certes, un démantèlement complet de la flèche risquerait d'entraîner une érosion accrue des rivages de la presqu'île de Lanros (Latteux, 2001a). Toutefois, la majeure partie de ces terrains est située dans l'aire de préemption du Conservatoire du Littoral qui se garde le droit d'acquérir et de gérer les secteurs potentiellement menacés par l'érosion si le Sillon de Talbert venait à disparaître. Dans ces conditions, il n'apparaît pas nécessaire d'engager des frais importants pour recharger régulièrement la flèche.

Notons, enfin, que la suppression des enrochements sur le Sillon s'intègre également dans une démarche de valorisation paysagère qui, jusqu'alors, avait été complètement négligée par les anciens gestionnaires. La restauration des qualités esthétiques de la flèche permet ainsi de répondre aux critères de classement du site en « Espace remarquable de Bretagne ». Ce label s'accompagne de la création d'une Réserve Naturelle Régionale sur le Sillon de Talbert en décembre 2006. Les raisons ayant motivé ce classement tiennent essentiellement à l'intérêt géomorphologique que représente cette flèche à pointe libre au niveau national. Le Sillon devient ainsi l'un des premiers géomorphosites littoraux de Bretagne.

En 2007, a été inaugurée la « Maison du Sillon », occupée par un garde dont les missions sont diverses : accueil du public, action d'information et de sensibilisation au milieu littoral, animation pédagogique, surveillance du Sillon, comptage d'oiseaux marins, ... La « Maison du Sillon » abrite également un petit musée où sont présentés une série de panneaux destinés à informer le public sur les particularités géomorphologiques du site, sur la grande mobilité du Sillon, sur le rôle des agents météo-marins dans le recul de la flèche. Toutes ces mesures s'intègrent pleinement dans la politique de valorisation patrimoniale mise en œuvre récemment sur ce site.

En définitive, la démarche de gestion adoptée par le Conservatoire du Littoral sur le Sillon de Talbert est intéressante car elle reconnaît les effets pervers des enrochements et, à travers leur suppression, elle accepte le caractère inévitable du recul. La maîtrise de ce recul, tout en évitant l'ouverture de brèches par le biais de colmatages ponctuels est, à ce jour, un bon compromis pour assurer la préservation de la flèche dans sa forme d'ensemble. Dans le même temps, les mesures de gestion adoptées permettent la restauration des qualités paysagères du site et la mise en valeur d'un patrimoine géomorphologique.

2-2- La gestion de la flèche du Loc'h

La flèche du Loc'h est, avec le Sillon de Talbert, la seule à avoir fait l'objet de mesures de gestion de l'érosion, suite à l'ouverture répétée de brèches depuis la fin des années 1980. L'intérêt porté par la municipalité de Landévennec au site du Loc'h est lié à la grande qualité paysagère du site et à la présence de deux cordons disposés en chicane enserrant le seul véritable marais maritime que compte la commune (photographie 23). Par ailleurs, il convient de noter que cette dernière ne rassemble guère plus de 300 habitants et dispose donc d'un budget limité pour mettre en place d'éventuelles opérations de défense contre l'érosion marine. Cet aspect financier a son importance car il a nécessité la recherche de solutions peu coûteuses pour répondre à l'érosion des cordons littoraux.

2-2-1- Une politique de gestion novatrice

Les travaux de protection contre l'érosion marine débutent en 1986 et font suite à l'écrêtement de la flèche externe dans sa partie proximale. Ils consistent en un simple colmatage de l'amorce de brèche en réutilisant le matériel déversé sur le revers de l'accumulation. Ce type d'opération doit être renouvelé en 1990, les tempêtes marquant la période hivernale ayant fragilisé à nouveau le sommet du cordon.

En 1993, la flèche se rompt totalement. Comme nous l'avons vu précédemment (figure 120), cette nouvelle brèche canalise les courants de flot et de jusant permettant le remplissage et la vidange de l'étang du Loc'h. Elle s'élargit rapidement et entraîne, de part et d'autre de la rupture, la mise en place de petits deltas de galets (figure 252). L'équilibre écologique du marais est également menacé

puisque cette rupture entraîne un assèchement rapide de la vasière d'arrière-cordon. Sous l'impulsion du maire de Landévennec, particulièrement sensibilisé aux questions d'environnement, une réflexion s'engage alors autour des opérations à entreprendre pour restaurer la flèche en accord avec la dynamique morphosédimentaire du site. Plusieurs acteurs de la défense côtière et de la protection de l'environnement participent à la discussion lors de séances de travail réunissant également les riverains du site. Après concertation, il est décidé d'entreprendre le colmatage de la brèche en utilisant uniquement des matériaux disponibles *in situ*. Les galets constituant les petits deltas de flot et de jusant servent à reboucher la brèche. Ces apports sont complétés par le transfert d'une partie du matériel située à l'extrémité distale de la flèche. Au total, 700 m³ de matériel sont ainsi transférés à l'aide d'un bulldozer. Ces opérations s'accompagnent également d'un reprofilage des parties proximale et médiane de la flèche active afin de rehausser la crête, et d'un suivi topo-morphologique visant à surveiller l'évolution du site pour réaliser des retouches éventuelles en cas d'érosion accrue du cordon. Par ailleurs, toutes ces mesures s'accompagnent de la mise en place de panneaux d'information à destination des usagers. Ils sont destinés à avertir de la réglementation des diverses activités sur le site et de l'intérêt patrimonial du cordon de galets.



Figure 252 : Brèche ouverte dans la partie proximale de la flèche externe du Loc'h en 1993 (Cliché : M. Jonin, 30 mai 1993).

Le recours à la concertation auprès de différents acteurs, l'adoption de techniques « douces » de rechargement sédimentaire et de reprofilage, le choix de n'utiliser que les matériaux présents sur le site pour restaurer la flèche sont des mesures particulièrement novatrices à l'échelle de la Bretagne. Elles correspondent à une politique de sauvegarde d'un objet géomorphologique dans un souci de bonne pratique écologique et environnementale. Les réunions de travail successives aboutissent à la

création d'un groupe de réflexion dont les membres sont impliqués dans la conservation du site du Loc'h en tant qu'objet patrimonial. Ce groupe rassemble plusieurs collectivités locales, différents services de la DDE, quelques scientifiques de l'UBO, des membres de la SEPNB (Société d'Etude de Protection de la Nature en Bretagne), le Conservatoire Botanique National de Brest, la Maison des minéraux de Crozon et le Conservatoire du Littoral. Son objectif est de définir une politique durable de protection et une gestion du site à plus ou moins long terme (Morel, 1997).

2-2-2- Rupture récente de la flèche interne et devenir du site

En décembre 2003 se forme une brèche dans la flèche interne du Loc'h, entraînant à la fois l'érosion de la flèche externe par les courants de marée, l'érosion de la vasière d'arrière cordon, l'encaissement du chenal de marée à son débouché sur l'estran et la constitution d'un vaste delta de jusant en bas de plage.

Les mesures topographiques effectuées depuis février 2004 sur le site ont montré que le renforcement des courants de marée au droit de la brèche provoque le sapement du revers de la flèche externe dont la crête s'abaisse progressivement. A terme, il est probable que le cordon soit rompu dans ce secteur, permettant aux courants de marée de rejoindre la mer suivant un tracé plus direct (figure 253). Dès lors, le remplissage et la vidange du marais permettront l'entretien d'une passe qui ne cessera de s'élargir et de s'approfondir. Comme nous l'avons vu précédemment, ce type de d'évolution a déjà été observé au Loc'h en 1993 lors de la rupture du cordon dans sa partie proximale.

Si tel est le cas, les conséquences seraient toutefois plus problématiques qu'en 1993 car c'est toute la partie distale du cordon qui serait déconnectée du reste de la flèche. Or, comme nous l'avons vu, cette partie est bien moins élevée que le reste du cordon. Elle est donc la plus sensible aux submersions. Si elle n'est plus alimentée par la dérive littorale, elle devrait finir par s'étaler en arrière et ouvrir une voie béante au passage de mer dans l'étang du Loc'h. C'est donc en ces termes que s'est posée la question d'une éventuelle intervention sur le site dès le début de l'année 2004. Le groupe de réflexion formé dans les années 1990 s'est donc réuni une nouvelle fois en février 2004 pour envisager les solutions éventuelles en réponse aux problèmes d'érosion récents.

Au cours de cette réunion, le maire de Landévennec a réaffiché sa volonté de faire appel à des opérations de restauration peu coûteuses, utilisant des matériaux déjà présents sur le site. La solution qui fut proposée consistait en un comblement partiel de la gorge creusée par les courants de marée sur l'estran, de façon à réduire la déclivité du profil hydrographique sur une partie de sa longueur (figure 254). En rétablissant une pente régulière jusqu'au bas de l'estran, il serait possible de stopper l'encaissement du lit fluvial et réduire la vitesse des courants au débouché de la brèche. Le comblement nécessiterait un volume sédimentaire estimé à 300 m³. Ce matériel serait prélevé dans la partie orientale de l'anse du Loc'h où une série de gros blocs jonchent l'estran (photographie 5). Ce pavage de blocs ne pourrait plus être érodé par les courants. Il serait recouvert d'un certain volume de galets prélevé sur le delta de jusant dont la fonction serait de limiter les turbulences. En revanche, la brèche ouverte dans la flèche interne ne serait pas comblée. Il serait même préférable de la laisser s'élargir naturellement afin de limiter, une fois encore, la vitesse des courants de marée qui l'empruntent. Enfin, la présence d'engins sur le site serait l'occasion de réaliser un rechargement sédimentaire sur la flèche externe en utilisant une partie du matériel constituant le delta de jusant. Des apports en galets permettraient d'élargir le sommet du cordon et d'alimenter la dérive littorale.

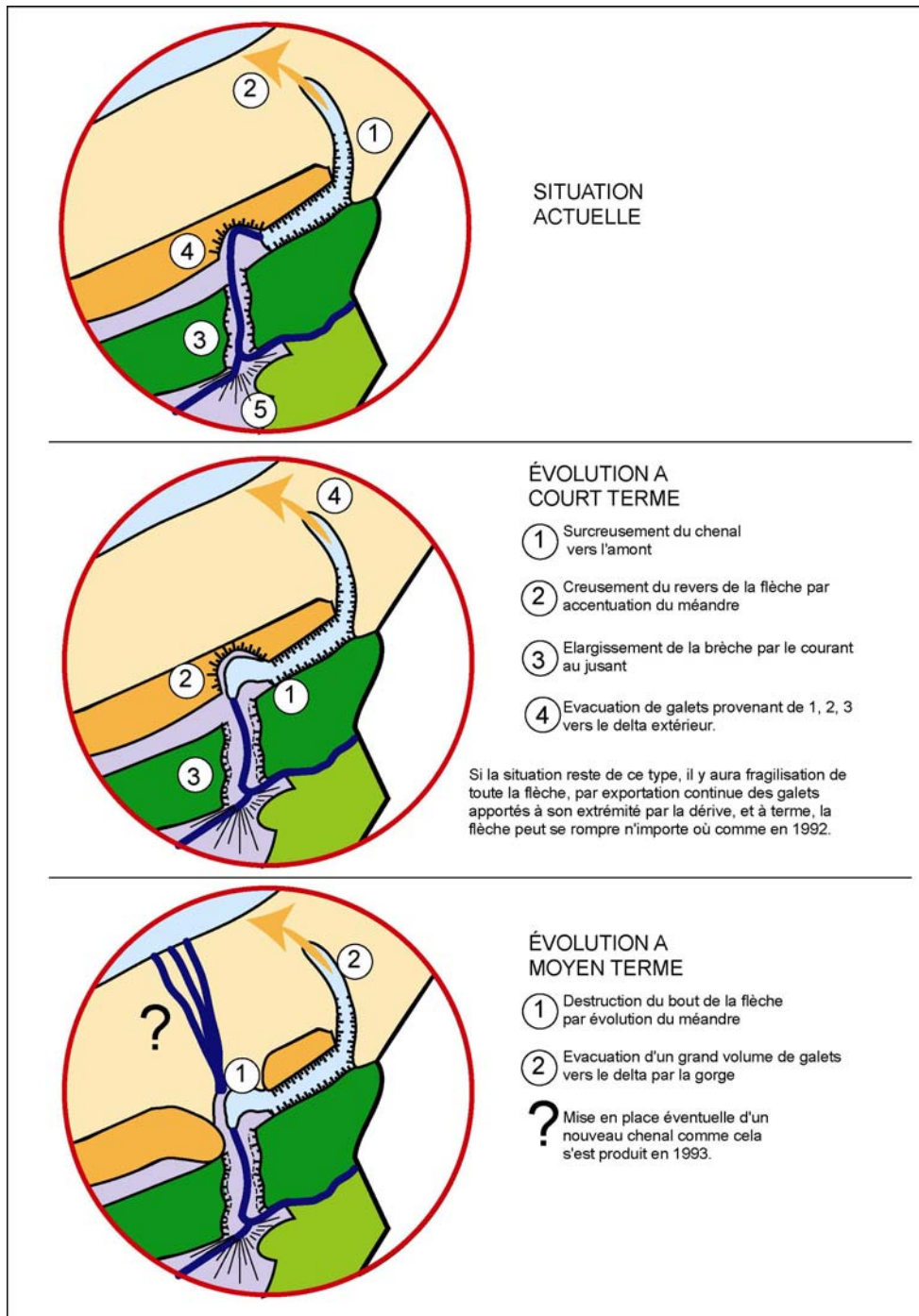


Figure 253 : Scénario d'évolution future réalisés en février 2004 et présenté comme base de réflexion pour déterminer les travaux de restauration à mettre en œuvre.

Depuis 2004, aucune intervention n'a été entreprise sur le site et, comme nous l'avons constaté dans le premier chapitre de cette partie, l'érosion se poursuit actuellement. La municipalité n'a pas obtenu auprès du Conseil Général du Finistère le budget nécessaire à la conduite des opérations de restauration, et elle ne peut à elle seule couvrir les frais des travaux à réaliser. Dès lors ne faut-il pas se résigner à voir se démanteler progressivement les deux flèches du Loc'h et accepter les transformations paysagères qui en découleraient ? Cette question mérite d'être posée dans la mesure où le démantèlement actuel de la flèche résulte d'un contexte de pénurie sédimentaire d'origine naturelle. Dans une optique patrimoniale, il est préconisé de préserver les formes d'accumulation tout

en les laissant évoluer d'elles-mêmes. Toutefois, lorsque leur évolution naturelle les conduit à disparaître, est-il nécessaire de les préserver à tout prix ?

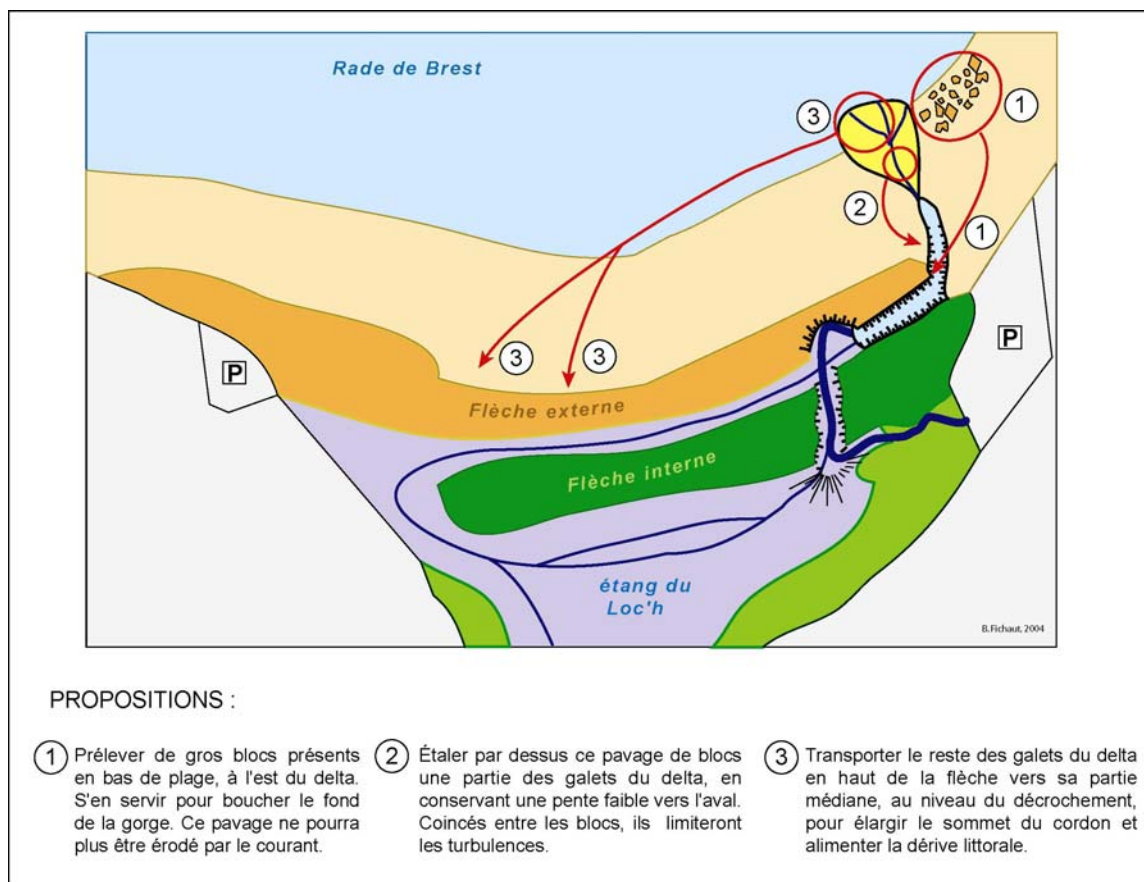


Figure 254 : Propositions de travaux de restauration du site du Loc'h réalisées en février 2004 après la rupture de la flèche interne.

2-3- Conclusion partielle

Le cas du Sillon de Talbert illustre la grande difficulté de stabiliser les flèches de galets par la mise en place d'ouvrages de défense fixes et rigides. Ainsi, la digue frontale en enrochement mise en place dans les années 1970 n'a pas empêché le recul de la flèche et l'ouverture de brèches dans le cordon. Au début des années 1990 s'amorce une réflexion sur les mesures de protection les plus adéquates à adopter sur le site, tandis que la gestion du Sillon est confiée au Conservatoire du Littoral.

Il est alors décidé de supprimer les ouvrages de défense et d'accompagner le recul par des opérations ponctuelles de rechargement sédimentaire et de reprofilage, là où se développent des amorces de brèche. Les travaux de désenrochement sont réalisés à l'automne 2004 et permettent de restaurer les qualités paysagères du site. En décembre 2006, le Sillon de Talbert est classé Réserve Naturelle Régionale qui constitue le point de départ à la mise en place d'une véritable politique de valorisation du patrimoine géomorphologique.

En raison des faibles budgets dont dispose la petite commune de Landévennec, des solutions peu coûteuses et respectueuses de l'environnement ont été recherchées dès le début des années 1990 pour répondre à l'ouverture répétée de brèches au sein de la flèche externe. La constitution d'un groupe de travail rassemblant scientifiques, collectivités territoriales, associations de protection de l'environnement et organismes d'Etat a permis l'adoption de méthodes « douces » basées sur le

colmatage de brèches, le reprofilage du cordon et la mise en valeur du patrimoine naturel sur le site. Toutefois, la question d'une éventuelle intervention se pose à nouveau sur le site après la rupture récente de la flèche interne, en décembre 2003. Faut-il s'acharner à maintenir la flèche en l'état ? N'est-on pas en droit de la laisser se démanteler d'elle-même dans la mesure où ce phénomène est le résultat d'une évolution naturelle ?

3- Conclusion

Même si, jusqu'à présent, les flèches de galets de Bretagne ont seulement fait l'objet de mesures de gestion très locales, un intérêt plus grand devrait leur être porté à l'avenir. Ces édifices sédimentaires abritent, en effet, des milieux à forte valeur écologique. Dans cette optique, la tendance au recul des cordons littoraux et leur démantèlement éventuel fait craindre une détérioration future des marais maritimes et une perte de leur biodiversité. Pour cette raison, une surveillance accrue de l'évolution de ces cordons littoraux constitue l'une des mesures à mettre en place à l'avenir pour prévenir les risques de rupture.

En outre, la diversité morphologique de ces flèches littorales, leur grande mobilité passée, récente et actuelle, la qualité paysagère des environnements côtiers dans lesquelles elles s'intègrent en font des objets géomorphologiques à préserver dans le cadre d'une politique de mise en valeur du patrimoine naturel. A ce titre, le classement récent du Sillon de Talbert en Réserve Naturelle Régionale témoigne de l'intérêt grandissant que suscitent les flèches de galets en tant que patrimoine géomorphologique. Leur préservation et leur valorisation passent par la recherche de mesures de gestion adaptées, de manière à répondre au mieux à la situation de pénurie sédimentaire dont souffrent la plupart de ces cordons littoraux. L'expérience de stabilisation du Sillon de Talbert par la pose d'ouvrages massifs en enrochement a montré l'inefficacité de ce type de mesures. Ainsi, la digue frontale mise en place dans les années 1970 sur le cordon n'a pas empêché son recul. Elle a causé une dégradation des qualités paysagères du site et a engagé des frais importants. Le recours ponctuel à des méthodes « douces » de rechargement sédimentaire, de reprofilage et de colmatage de brèches visant à accompagner le recul des cordons constitue une solution plus appropriée à la nature dynamique de ces formes d'accumulation. Des interventions de ce type ont été entreprises sur la flèche externe du Loc'h après l'ouverture d'une brèche dans le cordon en 1993. Sur le Sillon de Talbert, le Conservatoire du Littoral mène actuellement des actions dans ce sens. Toutefois, ces mesures traitent uniquement les effets et non la cause de l'érosion et on peut s'interroger sur la pérennité de ces interventions qui permettent simplement de retarder l'inévitable démantèlement des flèches de galets.

Conclusion de la troisième partie

Les évolutions morphologiques observées sur quelques flèches de galets de Bretagne au cours des cinq dernières années se caractérisent par une relative stabilité, et parfois même par une tendance à l'engraissement qui contraste avec la situation d'érosion mesurée au cours des deux derniers siècles.

Entre 2004 et 2007, la section orientale de la flèche de Mengleuz est la seule à avoir enregistré un recul régulier par *rollover* à une vitesse d'environ 0,5 m/an. Le développement d'un crochet médian témoigne également d'un processus de micro-cannibalisation qui fait craindre la rupture prochaine de la flèche. Le secteur du Loc'h a également connu des phénomènes d'érosion significatifs après l'ouverture d'une brèche dans la flèche interne en décembre 2003. La flèche externe a subi un sapement important de son revers par les courants de marée et un écrêtement de sa partie médiane, entraînant la formation d'une amorce de brèche. Là aussi, il est possible que le cordon se rompe dans les prochaines années.

En dehors de ces deux secteurs, les flèches étudiées ont montré une relative stabilité, bénéficiant même d'apports sédimentaires en provenance des portions de côte adjacentes (e.g. Sillon des Anglais, Roz) ou du bas d'estran (e.g. Troaon). Ainsi, les apports ont été estimés à 70 m³/an sur la section orientale de la flèche de Mengleuz, à 110 m³/an sur le site du Loc'h, à 175 m³/an sur le Sillon des Anglais et atteignent 400 m³/an sur la flèche du Roz. Par ailleurs, le Sillon de Talbert a également connu une phase de consolidation et d'exhaussement progressif de la crête par *overtopping* entre 2002 et 2007,. En dehors de quelques portions du cordon, la flèche n'a pas connu de recul généralisé par *rollover*.

Ces observations montrent qu'il est indispensable de bien différencier les tendances observées à moyen terme des évolutions à plus court terme. La période 2002-2007 se caractérise, en effet, par un très faible nombre d'épisodes de submersion marine et correspond à une phase de calme morphogénique. L'analyse des forçages météo-marins sur cette période a montré qu'en rade de Brest, les flèches du Roz, de Troaon et du Sillon des Anglais n'ont jamais été franchies par les plus hauts jets de rive. Sur le Sillon de Talbert, le seul épisode véritablement morphogène est survenu le 19 mars 2007 et n'a entraîné qu'une érosion ponctuelle de la crête à travers des phénomènes de « *sluicing overwash* ». Les évolutions mesurées lors de notre suivi topo-morphologique sont donc uniquement représentatives d'une période de faible activité morphogénique qui ne reflète pas la tendance à l'érosion des cordons observée à l'échelle pluri-décennale. Notons que cette phase d'accalmie des conditions morphogènes sur la période actuelle a été mise en évidence également par Hallégouët et Hénaff (2006) dans le sud du Finistère où elle aurait permis la reconstitution des cordons dunaires à la suite d'une érosion importante entre 1975 et 1990. Suanez *et al.* (*soumis*) ont également montré la faible fréquence des épisodes de hauts niveaux d'eau dans l'archipel de Molène entre 1990 et 2007. Pour les auteurs, les conditions de répit météorologique et océanique des dernières années auraient contribué à l'arrêt du processus d'érosion et même à la régénération naturelle des rivages.

Récemment, toutefois, la tempête « Johanna » est venue mettre fin à cette période de relative stabilité morphologique. Les 10 et 11 mars 2008, des vagues particulièrement fortes ont coïncidé avec une marée de vive-eau (coefficient 106). Cette conjonction exceptionnelle des paramètres marégraphiques et météo-marins a généré un épisode morphogène d'une rare violence sur les côtes de Bretagne. Les seules mesures topographiques réalisées après cet événement sur le Sillon de Talbert ont permis d'observer un recul de 20 m par endroits et un abaissement de la crête d'environ 2 m le long des parties médiane et distale de la flèche. En rade de Brest, les observations de terrain ont

fait état également de profondes modifications morphologiques sur les flèches de galets. Cet événement tempétueux vient rappeler combien les formes d'accumulation littorales fonctionnent de manière épisodique et non-linéaire en Bretagne. Il nous semble donc important de poursuivre, à l'avenir, le suivi topo-morphologique entrepris dans le cadre de cette thèse afin d'évaluer la capacité d'auto-organisation des cordons et leur potentiel de régénération suite à un épisode paroxysmal.

Dans l'optique d'appréhender l'évolution future des formes d'accumulation étudiées, trois types d'approches prévisionnelles ont été testés.

L'une d'entre elles s'est attachée à simuler la cinématique du trait de côte des cordons de Mengleuz, du Sillon de Talbert et de Bétahon, en prolongeant les tendances évolutives récentes obtenues à partir du traitement numérique de photographies aériennes. Ainsi, la flèche de Mengleuz devrait se démanteler d'ici 2020 lorsque le cordon aura atteint le chenal principal de marée situé en arrière et qu'il subira les effets de sapement par les courants de flot et de jusant. Le Sillon de Talbert devrait poursuivre son recul vers l'est et pourrait venir s'accoler à l'île Blanche en 2010. Enfin, la flèche de Bétahon devrait connaître une avancée d'une dizaine de mètres d'ici 2050 si les falaises de Cromenach poursuivent leur recul au même rythme que lors des cinquante dernières années. Ce type de prévision souffre toutefois de nombreuses limites. Par exemple, la mobilité des formes d'accumulation est considérée comme linéaire. Or, les données acquises lors du suivi à court terme des flèches de galets ont montré que les cordons reculent principalement de manière épisodique lors d'épisodes morphogènes dont la fréquence et l'intensité sont très variables dans le temps et totalement imprévisibles.

Une seconde approche prévisionnelle s'est appuyée sur la détermination des niveaux d'eau extrêmes à la côte permettant de cartographier les portions sensibles à la submersion marine susceptibles de reculer par *rollover*. Cette analyse a montré une certaine variabilité de la sensibilité des cordons à la submersion. Sur les cordons du Roz, de l'Auberlac'h, de Rosmélec et du Sillon des Anglais, les processus d'*overwash* devraient se produire uniquement lors d'épisodes météo-marins de faible occurrence (T 50 ans à T 100 ans) et n'induire qu'un faible recul par *rollover* dans les prochaines décennies. Sur la flèche externe du Loc'h, en revanche, la rupture du cordon est à craindre dans sa partie médiane où la crête est submergée lors d'épisodes de forte occurrence. Enfin, sur la flèche orientale de Mengleuz, le recul par *rollover* devrait se poursuivre et se solder par le démantèlement du cordon à l'avenir, en raison de sa très forte sensibilité à la submersion. Là encore, ce type de prévisions présente de grandes limites. Par exemple, il n'est pas tenu compte du caractère hautement dynamique des cordons sur lesquels les phénomènes d'exhaussement ou d'abaissement de la crête au cours du temps peuvent atténuer ou accentuer les phénomènes de submersion. Par conséquent, les prévisions les plus fiables ne peuvent être réalisées qu'à court terme, en se basant sur des données topo-morphologiques fréquemment réactualisées.

Par ailleurs, l'analyse réalisée sur le Sillon de Talbert a montré que la hauteur de la crête ne détermine que partiellement le degré de sensibilité des accumulations au franchissement par les plus hauts jets de rive. Les variations de pente le long des cordons commandent l'ampleur des phénomènes de *wave setup* et de *swash runup* et induisent des submersions plus fréquentes sur les portions redressées du cordon que sur les portions surbaissées.

Enfin, une troisième approche prévisionnelle basée sur la *Storm Impact Scale* de Sallenger (2000) a été testée sur le Sillon de Talbert de manière à hiérarchiser les types de réponses morphologiques face à un épisode de submersion donné. Dans le cas d'épisodes de forte occurrence, l'impact morphologique des submersions devrait se concentrer sur quelques points de fragilité, situés essentiellement dans la partie médiane du cordon. Ces secteurs devraient être affectés par des

« *sluicing overwash* » très localisés. Les épisodes plus exceptionnels (T 20 ans à T 100 ans), en revanche, pourraient causer un recul des parties médiane et distale, entraînant la remobilisation complète de la crête, le déversement massif des galets sur le revers et le recul du cordon par *rollover* à travers un « *sluicing overwash* ». Ce type de réponse morphologique a notamment été observé à l'occasion de la tempête « Johanna ».

Au final, il nous paraît particulièrement difficile de prévoir précisément l'évolution des flèches de galets sur le long terme en raison de la complexité des processus morphogéniques, de la capacité ou de l'incapacité à l'auto-organisation des cordons, des phénomènes d'ajustement morphosédimentaire. Au mieux peut-on appréhender avec un certain degré de précision l'impact morphologique d'un événement météo-marin donné, en disposant notamment de données topo-morphologiques récentes, fréquemment réactualisées. Ce type de prévisions peut être utilisé dans le cadre d'une gestion de l'érosion sur les flèches de galets, comme c'est actuellement le cas sur le Sillon de Talbert.

L'appauvrissement des sources sédimentaires et la faible alimentation actuelle de ces formes d'accumulation nous laissent envisager une aggravation des phénomènes d'érosion dans un avenir plus ou moins proche. Ces édifices sédimentaires abritent des marais maritimes à forte valeur écologique faisant actuellement l'objet de nombreuses mesures de protection et de conservation. La destruction des cordons pourrait conduire à une détérioration de ces milieux et une perte de leur biodiversité. En outre, à l'heure où émerge un intérêt patrimonial pour les formes du relief, les flèches de galets constituent des objets géomorphologiques particulièrement originaux qu'il conviendrait de préserver et de mettre en valeur.

La question d'une éventuelle gestion des flèches de galets à l'échelle régionale mérite alors d'être posée puisque jusqu'à présent, le Sillon de Talbert et les flèches du Loc'h sont les seuls à avoir fait l'expérience d'une véritable politique de gestion de l'érosion. Sur le Sillon de Talbert, de nombreuses tentatives de stabilisation du cordon ont été entreprises dans les années 1970-1980 par la pose d'ouvrages fixes en enrochements. L'échec de ces interventions a nécessité l'adoption de nouvelles stratégies de gestion visant à accompagner le recul du cordon en empêchant sa rupture par le biais de reprofilages ponctuels après chaque épisode morphogène. De telles mesures semblent plus appropriées à la nature dynamique des flèches de galets et devraient être préconisées dans une optique de valorisation patrimoniale. Toutefois, ces mesures ne corrigent en rien le déficit sédimentaire dont souffrent les cordons. Elles traitent uniquement les effets et non la cause de l'érosion et on peut s'interroger sur la pérennité de ces interventions qui permettent simplement de retarder l'inévitable démantèlement des flèches de galets.

Conclusion générale

En multipliant les échelles d'analyse spatiales et temporelles, nous nous étions donné pour objectif de retracer la mobilité des flèches de galets afin d'aboutir à une compréhension globale de leur fonctionnement morphosédimentaire et, dans le même temps, de déterminer l'efficacité des divers agents et processus morphogéniques qui se relaient, se combinent et/ou s'opposent dans le temps et dans l'espace, afin de comprendre les mécanismes d'évolution de ces édifices sédimentaires. Il s'agissait également d'envisager l'évolution future des flèches de galets en testant différentes méthodes d'analyse prévisionnelle et de réfléchir sur les mesures de gestion les plus adaptées à l'érosion récente de ces formes d'accumulation. Les principaux apports de notre travail seront détaillés dans les paragraphes suivants, en insistant également sur les incertitudes qui entachent nos résultats, sur les questions qui restent à fouiller et sur les perspectives de travail à donner.

1- Evolution holocène des flèches de galets et rôle des forçages météo-marins

L'analyse paléo-environnementale menée sur trois secteurs littoraux en rade de Brest a permis d'identifier les grandes étapes de mise en place et d'évolution des flèches de galets à partir des séquences sédimentaires préservées au sein des marais maritimes d'arrière-cordon. Les résultats obtenus sur les sites de Porzguen, de Troaon et de Arun ont été mis en relation avec les variations du niveau marin au cours des six derniers millénaires et le rôle des forçages météo-marins dans la dynamique à long terme de ces trois systèmes littoraux a été précisé.

D'une manière générale, il semble que les flèches de galets actuelles soient héritées de cordons primitifs mis en place probablement lors d'une courte phase de stationnement du niveau marin à environ 5 m sous son niveau actuel entre 5 500 BP et 4 500 BP. Cette phase correspond également à l'installation des premières tourbières littorales en bordure de la ligne de rivage actuelle, tandis que les cordons littoraux se situaient bien plus en avant sur l'estran.

Entre 4 500 BP et 3 000 BP, les cordons littoraux ont connu un recul progressif jusqu'à atteindre une position voisine de l'actuelle. Ce recul s'est effectué dans un contexte d'élévation relativement rapide du niveau marin à une vitesse de 3 mm/an en moyenne. Au sein des marais d'arrière-cordon, les tourbières ont été rapidement remplacées par des schorres qui ont enregistré des vitesses de sédimentation particulièrement élevées. Entre 3 700 BP et 3 000 BP, une « crise » érosive a affecté ces cordons littoraux, probablement en raison d'un renforcement des conditions météo-marines à la transition Subboréal/Subatlantique. La présence de dépôts de tempête et d'indices témoignant de variations importantes dans le degré de confinement des marais maritimes est révélatrice d'une phase d'activité morphogène propice à l'érosion des cordons et à l'ouverture de brèches. Vers 3 000 BP, le niveau marin se situe à environ 1 m sous son niveau actuel. Les cordons littoraux ont reculé jusqu'à une position voisine de celle qu'on leur connaît aujourd'hui, et certains se sont littéralement démantelés (e.g. Arun). Entre 3 000 et 2 700 BP, un épisode régressif a entraîné l'abandon temporaire des schorres et des cordons littoraux par la mer. Après 2 700 BP, la transgression marine a repris à un rythme qui n'a cessé de décroître jusqu'à nos jours. Sur les secteurs de Porzguen et de Troaon, les cordons n'ont alors connu qu'une mobilité réduite probablement marquée par un recul épisodique lors des plus fortes tempêtes. Seul, le secteur d'Arun

a vu se succéder, jusqu'au début de notre ère, plusieurs phases de destruction et de reconstruction d'édifices sédimentaires.

Ce travail souligne ainsi la grande mobilité des flèches de galets au cours des derniers millénaires et permet d'insister sur le contrôle exercé par l'eustatisme dans la tendance au recul des cordons littoraux sur le long terme. Toutefois, la présence de dépôts de tempête au sein des stratigraphies suppose également l'intervention de phénomènes météo-marins particulièrement morphogènes à une échelle épisodique.

Cette étude présente toutefois de nombreuses limites. Elle porte uniquement sur les rivages de la rade de Brest et restreint la portée de nos résultats à une échelle locale. Il serait donc souhaitable d'étendre l'analyse à d'autres secteurs littoraux en Bretagne, en respectant une approche paléo-environnementale similaire et en développant notamment la fonction de transfert basée sur les foraminifères. L'utilisation de techniques de carottage plus perfectionnées permettrait également une reconstitution plus précise des séquences stratigraphiques et des variations holocènes du niveau marin. Dans cette optique, la prise en compte des effets de tassement du sédiment apporterait une plus grande précision aux reconstitutions.

2- La tendance récente au recul : reflet d'un épuisement des sources d'alimentation sédimentaire à l'échelle régionale ?

A l'échelle des trois façades littorales de Bretagne, les flèches de galets ont manifesté une tendance à l'érosion au cours des deux à trois derniers siècles qui semble résulter d'un épuisement progressif des sources d'alimentation sédimentaire.

Notre travail a montré que de nombreux cordons ont connu un recul particulièrement rapide par *rollover* sur la période récente. De 1837 à 2007, le Sillon de Talbert a migré vers l'est à une vitesse moyenne de 0,8 m/an dans ses parties médianes et distales. Sur le secteur de Mengleuz, le recul a été estimé à 0,35 m/an depuis 1877. La migration de la flèche du Faou s'est effectuée à une vitesse de 0,41 m/an entre 1817 et 2006, entraînant la rupture et le démantèlement du cordon. Certaines flèches ont également connu un processus de cannibalisation (*e.g.*, Troaon, Dibenn) traduisant une diminution des apports longitudinaux. Par ailleurs, l'ouverture de brèches s'est multipliée au cours des cinquante dernières années sur le Sillon de Talbert, sur le site du Loc'h, à l'Auberlac'h, à Mengleuz, au Bindy.

A l'échelle locale, les pressions anthropiques exercées directement sur les formes d'accumulation ont causé des dommages importants sur quelques sites littoraux en particulier, mais elles sont insuffisantes pour expliquer la tendance à l'érosion constatée à l'échelle régionale. De même, il est difficile d'impliquer une quelconque tendance au renforcement des conditions météo-marines sur la période récente pour expliquer le recul de la plupart des flèches de galets sur l'ensemble de la Bretagne.

Aussi, la crise sédimentaire dont souffrent les formes d'accumulation étudiées semble liée à une diminution progressive des apports en provenance des falaises qui constituent, le plus souvent, la seule source d'approvisionnement en galets. En rade de Brest, même les abrupts connaissant les vitesses de recul les plus rapides ne livrent actuellement qu'une maigre quantité de sédiments à la côte. Dans l'anse du Caro, par exemple, les apports sédimentaires liés à l'érosion des falaises de head ne dépassent pas 48 m³/an. Ce n'est donc que localement, là où la disponibilité actuelle en

matériel grossier est encore importante, que les flèches sont en mesure de connaître un engraissement significatif. Dans l'anse de Bétahon, par exemple, l'avancée du cordon s'explique par une bonne alimentation sédimentaire liée à l'érosion rapide des falaises de Cromenach qui apportent annuellement un volume d'environ $570 \pm 75 \text{ m}^3/\text{an}$ de sables et de galets à l'estran.

Au cours de ce travail, nous avons avancé plusieurs hypothèses pour expliquer la réduction des apports en matériel grossier en provenance des falaises. Dans de nombreux secteurs, l'érosion marine a favorisé le dégagement presque complet de la couverture superficielle de head, entraînant l'exhumation progressive du substrat sous-jacent que les vagues peuvent difficilement faire reculer dorénavant. Il est possible que le ralentissement progressif de la transgression holocène depuis 2 700 BP soit à l'origine de cette situation. Actuellement, l'élévation actuelle du niveau moyen de la mer ne serait donc pas suffisamment vigoureuse pour prélever des matériaux à des sources sédimentaires situées au-dessus du niveau habituel d'action des vagues. Une étude plus poussée de la morphologie des falaises meubles de Bretagne et de leurs modalités d'évolution permettrait certainement d'approfondir cette question. A cela s'ajoute l'irrégularisation progressive du rivage contribuant à la segmentation des portions de falaises par la mise en saillie progressive de pointes rocheuses. Ces pointes tendent à compartimenter la côte en cellules hydrosédimentaires autonomes et perturbent la continuité du transit en direction des formes d'accumulation. Enfin, il convient de rappeler qu'en Bretagne, de nombreux cordons de galets se sont édifiés à partir d'un matériel initialement présent en abondance sur la plate-forme continentale et remobilisé lors de la transgression holocène. Depuis leur mise en place, les flèches ont donc fonctionné à partir d'un matériel essentiellement hérité dont le stock s'est progressivement épuisé au cours du temps.

3- Deux types de fonctionnement morphosédimentaires à moyen terme

A moyen terme, les comportements morphodynamiques des flèches de galets sont contrôlés par leur orientation par rapport aux vagues incidentes. L'étude des forçages météo-marins menée sur la période récente a mis en évidence deux types de dynamiques morphosédimentaires bien différenciées, opposant les flèches alignées dans le sens des vagues incidentes (type DAB), peu sensibles à la submersion marine, et celles faisant front aux vagues (type SAB) dont la mobilité est fortement contrôlée par la fréquence et l'intensité des submersions.

Les flèches de type DAB se situent dans des secteurs à faible hydrodynamisme. La puissance des vagues n'est pas suffisante pour construire une crête élevée. Les cordons sont donc fréquemment submergés à l'occasion d'épisodes très peu morphogènes. Sur ces cordons, les transferts sédimentaires sont essentiellement longitudinaux et se traduisent par un allongement du cordon lorsque les apports sont suffisants pour compenser le transit sédimentaire, ou par une cannibalisation lorsqu'ils sont insuffisants.

Les flèches de type SAB se localisent dans les secteurs exposés à de grandes longueurs de fetch. Après avoir connu probablement un processus de macro-cannibalisation, ces flèches font désormais face aux vagues incidentes. Les transits sédimentaires longitudinaux sont donc réduits. En revanche, les plus hauts jets de rive sont suffisamment puissants pour édifier une crête élevée dont le franchissement requiert des conditions marégraphiques et hydrodynamiques exceptionnelles. La submersion marine est épisodique, mais présente un caractère particulièrement morphogène. Elle entraîne le recul par *rollover* des cordons dont la vitesse est déterminée en grande partie par l'inertie des édifices sédimentaires. Par ailleurs, lors d'épisodes météo-marins paroxysmaux, la réponse des cordons dépend principalement de leur capacité d'auto-organisation, à travers une série

d'ajustements morphologiques et granulométriques. En outre, notre travail a montré que le caractère morphogène des épisodes de submersions marines dépend également d'un grand nombre de facteurs morphologiques et hydrodynamiques en interrelation. En contrôlant l'essentiel des variables morphologiques, le bilan sédimentaire joue ainsi un rôle primordial dans la réponse des cordons face aux différents épisodes de submersion marine. Aussi, le déficit sédimentaire qu'enregistrent la plupart des flèches de galets est-il en mesure d'accroître l'impact morphogène des épisodes météo-marins

4- Événements brutaux et longues phases de stabilité : une dynamique au caractère épisodique

Quelle que soit l'échelle de temps considérée, la mobilité des flèches de galets se caractérise par de longues phases de stabilité, ponctuées d'événements météo-marins brutaux particulièrement morphogènes. Sur le long terme, la présence de dépôts d'*overwash* au sein des stratigraphies témoigne d'épisodes érosifs intenses, associés le plus souvent à une dynamique de recul des cordons. Sur le moyen terme, cette caractéristique a été mise en évidence sur les flèches de type SAB. Les longues périodes de calme morphogénique se traduisent par une avancée du front de végétation au sommet des cordons et sont entrecoupées de courtes phases d'érosion qui se soldent par un transfert de galets en direction du revers et un recul des cordons par *rollover*. Sur le court terme, ce fonctionnement a été mis en évidence entre 2002 et 2008 sur la plupart des flèches ayant fait l'objet d'un suivi topo-morphologique. La période 2002/2006 se caractérise par une phase de calme morphogénique durant laquelle les phénomènes de submersion sont peu nombreux, de faible intensité, et se limitent à quelques portions réduites des cordons. Sur le Sillon de Talbert, la crête s'est consolidée par exhaussement, tandis qu'en rade de Brest, les transits sédimentaires ont été quasi-inexistants. Durant la période 2006/2007, un renforcement des conditions météo-marine s'est traduit par quelques phénomènes d'*overwash* sur le Sillon de Talbert et par une reprise des transferts sédimentaires le long des flèches en rade de Brest. Enfin, la période 2007/2008 a été marquée par un épisode météo-marin exceptionnellement morphogène qui correspond à la tempête « Johanna » survenue les 10 et 11 mars 2008 lors d'une marée de vive-eau. En quelques heures seulement, le Sillon de Talbert a enregistré un recul de 20 m par endroits et un abaissement de la crête d'environ 2 m le long des parties médiane et distale de la flèche.

Notre travail permet ainsi d'insister sur le caractère non-linéaire de l'évolution des flèches de galets et souligne les seuils et discontinuités qui caractérisent les phénomènes morphogènes responsables de la mobilité des cordons à différentes échelles de temps. Il conviendrait, à l'avenir, de poursuivre le suivi topo-morphologique entrepris sur les différents secteurs littoraux étudiés afin d'appréhender l'évolution post-érosive des cordons et de déterminer leur capacité de récupération face à l'épisode paroxysmal du mois de mars 2008.

5- Le devenir des flèches de galets

L'épuisement progressif des sources d'alimentation sédimentaire et la tendance au recul des flèches de galets posent la question de leur devenir. Malgré les nombreuses limites inhérentes aux méthodes d'analyse prévisionnelle, l'évolution future des flèches de galets devrait se solder par un démantèlement complet du cordon de Mengleuz d'ici 2020, par l'accentuation des phénomènes d'érosion sur la flèche externe du Loc'h et par la poursuite du recul sur le Sillon de Talbert. Sur ces secteurs littoraux, la question d'une éventuelle gestion de l'érosion mérite d'être posée car les édifices

sédimentaires protègent des marais maritimes à forte valeur écologique faisant actuellement l'objet de nombreuses mesures de protection et de conservation. La destruction des cordons pourrait conduire à une détérioration de ces milieux et une perte de leur biodiversité. En outre, ces flèches de galets constituent des objets géomorphologiques particulièrement originaux qu'il conviendrait de préserver et de mettre en valeur, à l'heure où émerge un intérêt patrimonial pour les formes du relief. Les expériences en matière de gestion réalisées sur les sites du Loc'h et du Sillon de Talbert indiquent qu'il est préférable d'éviter toute tentative de stabilisation des cordons. L'adoption de stratégies de gestion visant à accompagner le recul des édifices sédimentaires par le biais de reprofilages ponctuels et de rechargements sédimentaires après chaque épisode morphogène semble plus appropriée à la nature dynamique des flèches de galets. Toutefois, ces mesures ne corrigent en rien le déficit sédimentaire dont souffrent les cordons et amènent à s'interroger sur la pérennité de telles interventions qui permettent simplement de retarder l'inévitable démantèlement de ces flèches de galets.

Par ailleurs, il convient tout de même de rappeler que certaines flèches ne présentent actuellement qu'une faible sensibilité à la submersion marine (*e.g.*, Roz, Auberlac'h, Rosmélec, Sillon des Anglais) et ne sont pas susceptibles de connaître un recul rapide au cours des prochaines décennies. Dans ces secteurs, une surveillance régulière de la dynamique littorale serait néanmoins à préconiser dans le cadre d'une politique de préservation des milieux littoraux.

En définitive, l'approche que nous avons adoptée dans le cadre de ce travail n'est pas nouvelle en géomorphologie littorale. Cependant, nous espérons que l'analyse par emboîtement d'échelles spatiales et temporelles combinant la mesure, l'observation et l'interprétation de l'évolution littorale, ainsi que la quantification de l'efficacité des différents agents et processus météo-marins responsables de la mobilité des flèches de galets, apporte un éclairage nouveau sur le fonctionnement et la dynamique des systèmes littoraux en Bretagne et permette d'aboutir à une meilleure compréhension des mécanismes d'évolution de ces formes d'accumulation dans l'optique d'une meilleure gestion de leur érosion.

Références bibliographiques

- Albinet, V. (1999) - Contrôle et aménagement des falaises à recul rapide. In: *Le littoral. Manuels et méthodes*, Editions BRGM, 32, Orléans, 155-179.
- Albinet, V. (2001) - Recul des falaises et alimentation de l'estran en sédiments : essai d'évaluation volumétrique pour la côte de la Bernerie et des Moutiers-en-Retz (Loire-Atlantique), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 41-46.
- Alday, M., Cearreta, A., Cachao, M., Conceição Freitas, M., Andrade, C., Gama, C. (2006) - Micropaleontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal), *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66, 532-543.
- Allen, J.R. (2000a) - Holocene coastal lowlands in NW Europe: autocompaction and the uncertain ground, in : Pye, K., Allen, J.R., *Coastal and estuarine environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*, Geological Society, London, 175, 239-252.
- Allen, J.R. (2000b) - Morphodynamics of holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe, *Quaternary Science Reviews*, 19, 1155-1231.
- Anders, F.J., Byrnes, M.R. (1991) - Accuracy of shoreline change rates as determined from maps and aerial photographs, *Shore and Beach*, 59, 1, 17-26.
- Anderson, D.E., Binney, H.A., Smith, M.A. (1998) - Evidence for abrupt climatic change in northern Scotland between 3900 and 3500 calendar year BP, *The Holocene*, 8, 1, 97-103.
- Andrews, J., Boomer, I., Bailiff, I., Balson, P., Bristow, C., Chroston, P.N., Funnell, .M., Harwood, G.M., Jones, R.L., Maher, B.A., Shimmield, G.B. (2000) - Sedimentary evolution of the north Norfolk barrier coastline in the context of Holocene sea-level change, in : Shennan, I., Andrews, J., *Holocene land-ocean interaction and environmental change around the North Sea*, Geological Society, Special publication, 166, London, 219-251.
- Anthony, E. J. (1993) - Preliminary investigations of gravel barrier development in Baie des Anges, French Riviera, Peter Lang, *Proceedings of the international coastal congress*, Hamburg, 48-57.
- Anthony, E. J., Cohen, O. (1995) - Nourishment solutions to the problem of beach erosion in France: the case of the French Riviera, in : Healy and Doody (Eds), *Directions in European Management*, Cardigan, 199-206.
- Anthony, E. J., Jacoudet, P., Perez, S. (1994) - Gravel beach stabilization measures in the Baie des Anges, Côtes d'Azur (France), *Cahiers Nantais*, 41-42, 145-152.
- Antoine, P., Coutard, J-P., Gibbard, P., Hallegouet, B., Lautridou, J-P., Ozouf, J.-C. (2003a) - The Pleistocene rivers of the English Channel region, *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 227-243.
- Antoine, P., Catt, J., Lautridou, J-P., Sommé, J. (2003b) - The loess and coversands of northern France and southern England, *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 309-318.
- Armon, J.W., McCann, S.B. (1979) - Morphology and landward sediment transfert in a transgressive barrier island system, southern gulf of St-Laurence, Canada, *Marine Geology*, 31, 333-344.
- Armynot du Châtelet, E., Debenay, J-P., Degré, D., Sauriau, P-G. (2005) - Utilisation des foraminifères benthiques comme indicateurs de paléo-niveaux marins ? Etude du cas de l'anse de l'Aiguillon, *C.R. Palévol.*, 4, 209-223.
- Auffret, G. (1983) - *Dynamique sédimentaire de la marge continentale celtique*, Thèse de doctorat d'Etat en Géographie, Université de Bordeaux I, Bordeaux, 335 p.
- Babin, C., Plusquellec, Y. (1966) - Découverte à Plouzéoc'h (Nord-Finistère) d'un haut niveau à galets, *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 97-100.
- Baeteman, C. (1999) - The holocene depositional history of the Ijzer palaeo-valley (Western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of the intercalated peat beds, *Géologica Belgica*, 2/3, 4, 39-72.
- Bartholdy, J., Christiansen, C., Kunzendorf, H. (2004) - Long term variations in backbarrier salt marsh deposition on the Skallingen peninsula - the Danish Wadden Sea, *Marine Geology*, 203, 1-21.
- Basco, D.R. (2004) - Calibration of a process model for barrier island breaching, *Coastal engineering 2004*, 2, 2108-2119.

- Bassoullet, P. (1979) - *Etude de la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de l'Aulne (rade de Brest)*, Thèse de 3ème cycle en Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 136 p.
- Bates, M.R., Keen, D.H., Lautridou, J-P. (2003) - Pleistocene marine and periglacial deposits of the English Channel, *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 319-337.
- Battjes J.A. (1974) - Surf Similarity, *Proceedings of the 14th Coastal Engineering Conference*, American Society of Civil Engineers, 466-480.
- Beauchesne, P., Courtois, G. (1967) - Etude du mouvement des galets le long de la côte des Bas-Champs de la Somme. Utilisation de traceurs radioactifs, *Cahiers Océanographiques*, 19, 8, 613-625.
- Béguin, M., Pumain, D. (2000) - *La représentation des données géographiques, statistique et cartographie*, Ed. Armand Colin, Paris, 192 p.
- Bellessort, B. (1990) - *Expertise du littoral des Bas-Champs*, Rapport SOGREAH n° 5 1237, DDE de la Somme, 49 p.
- Bellomo, D., Pajak, M.J., Sparks, J. (1999) - Coastal flood hazards and the National Flood Insurance Program, *Journal of Coastal Research*, SI 28, 21-26.
- Bellon, H., Chauris, L., Hallégouët, B., Thonon, P. (1988) - Age et origine de roches volcaniques observées sur les estrans de l'extrême ouest du Massif Armoricaïn, *Noroi*, 35, 139, 331-335.
- Benavente, J., Del Rio, L., Gracia, F.J., Martinez-del-Pozo, J.A. (2006) - Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spit (Cadiz Bay Natural Park, SW Spain), *Continental Shelf Research*, 26, 1061-1076.
- Benoit, M., Lafon, F. (2004) - A nearshore wave atlas along the coasts of France based on the numerical modeling of wave climate over 25 years, *Coastal engineering 2004*, 2, 3, 715-726.
- Benoit, M., Lafon, F. (2008) - A nearshore wave atlas along the coasts of France based on the numerical modeling of wave climate over 25 years, *Coastal Engineering 2004*, 2, 3, 715-726.
- Benoit, M., Lafon, F., Goasguen, G. (2008) - Constitution et exploitation d'une base de données d'états de mer le long des côtes françaises par simulation numérique sur 23 ans, *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, 12, 1, 35-50.
- Berthois, L., Guilcher, A. (1959) - Les bancs de Saint-Marc et du Moulin-Blanc (rade de Brest) et remarques sur la sédimentation du maërl (*Lithothamnion calcareum*), *Cahiers Océanographiques*, 13-23.
- Berthois, L., Auffret, G. (1968) - Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 1. Minéralogie et granulométrie sédimentaire, *Cahiers Océanographiques*, 10, 893-920.
- Berthois L., Auffret G., (1969) - Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 2. Dynamique des dépôts littoraux, *Cahiers Océanographiques.*, 5, 469-485.
- Berthois, L., Auffret, G. (1970a) - Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 3. Hydrologie et courantométrie, *Cahiers Océanographiques*, 701-726.
- Berthois, L., Auffret, G. (1970b) - Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la rade de Brest. Chapitre 4. Etude analytique des apports fluviaux en rade de Brest, *Cahiers Océanographiques*, 981-1010.
- Betts, N.L., Orford, J.D., White, D., Graham, C.J. (2004) - Storminess and surges in the South-Western approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms, *Marine Geology*, 210, 227-246.
- Bigot, B., Monnier, J-L. (1987) - Stratigraphie et sédimentologie des loess récents du nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude des coupes de Sables-d'Or-les-Pins, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1, 27-36.
- Bishop, C.T., Donelan, M.A. (1989) - Wave prediction models, in: Lakhan, V.C., Trenhaile, A.S., *Applications in coastal modelling*, Elsevier Oceanography Series, 49, 75-104.
- Bluck, B.J. (1967) - Sedimentation of beach gravels: examples from south Wales, *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 1, 128-156.

- Boak, E.H., Turner, I.L. (2005) - Shoreline definition and detection: a review, *Journal of Coastal Research*, 21, 4, 688-703.
- Boersma, A. (1998) – Foraminifera, *in: Introduction to marine micropaleontology*, Haq, B. et Boersma, A., Elsevier, Amsterdam, 376 p.
- Boigné, A. (2003) - *Les macroalgues marines comme vecteur dans les transports sédimentaires à la côte*, Mémoire de DEA de géomorphologie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 51 p.
- Boomer, I., Horton, B.P. (2006) - Holocene relative sea-level movements along the North Norfolk Coast, UK, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230, 32-51.
- Boski, T., Moura, D., Vega-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B., Fernandes, S.G. (2002) - Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border, *Sedimentary Geology*, 150, 103-122.
- Bouligand, R., Pirazzoli, P.A. (1999) - Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution, *Oceanologica Acta*, 22, 2, 153-166.
- Bouligand, R., Tabeaud, M. (2000) - Les surcotes à Brest depuis un siècle : analyse des paramètres météorologiques influents à l'échelle locale, *Norois*, 47, 186, 201-217.
- Bousquet-Bressolier, C., Bonnot-Courtois, C. (1998) - Reconstitution historique de l'évolution d'un littoral depuis la fin du XVII^e siècle : la baie de Saint-Brieuc, *Norois*, 45, 177, 33-49.
- Bowen, A.J., Inman, D.L., Simmons, V.P. (1968) - Wave "set-down" and "set-up", *Journal of Geophysical Research*, 73, 8, 2569-2577.
- Brabant, M. (2000) - *Maîtriser la topographie : des observations au plan*, Eyrolles, Paris, 544 p.
- Bray, M.J., Carter, D.J., Hooke, J.J. (1995) - Littoral cell definition and budgets for central southern England, *Journal of Coastal Research*, 11, 2, 381-400.
- Bray, M.J. (1997) - Episodic shingle supply and the modified development of Chesil Beach, England, *Journal of Coastal Research*, 13, 4, 1035-1049.
- BRGM (1980) - Note sur le Sillon de Talbert, sa stabilité et l'exploitation de sable voisine, 1 p.
- Briquet, A. (1930) - *Le littoral du nord de la France, évolution et morphologie*, A. Colin, Paris, 438 p.
- Brousse, R., Didier, J., Jonin, M., Thonon, P. (1971) - Galets de roches volcaniques sur les côtes de Bretagne occidentale, *Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 174.
- Brousse, R., Didier, J., Jonin, M., Thonon, P. (1972) - Galets de roches volcaniques sur les côtes de Bretagne occidentale, *Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 8, 24-26.
- Bruneton, H. (1999) - *Evolution holocène d'un hydro-système nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique : les plaines d'Arles à l'interface entre le massif des Alpilles et le Rhône*, Thèse de doctorat en Géographie, Université d'Aix-Marseille, Marseille, 363 p.
- Bruun, P. (1962) - Sea-level rise as a cause of shore erosion, *Journal of Waterways and Harbours Division*, 88, 117-130.
- Bruun, P. (1988) - The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large scale two- and three-dimensional usages, *Journal of Coastal Research*, 4, 627-648.
- Buscombe, D., Masselink, G. (2006) - Concepts in gravel beach dynamics, *Earth-Science Reviews*, 79, 33-52.
- Butt, T., Russell, P. (2000) - Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches: a review, *Journal of Coastal Research*, 16, 2, 255-268.
- Cahoon, D.R., Reed, D.J., Day, J.W. (1995) - Estimating shallow subsidence in microtidal salt marshes of the southeastern United States: Kaye and Barghoorn revisited, *Marine Geology*, 128, 1-9.
- Cailleux, A., Tricart, J. (1963) – *Initiation à l'étude des sables et des galets*, C.D.U., Paris, 369 p.

- Caldwell, N.E., Williams, A.T. (1985) - The role of beach profile configuration in the discrimination between differing depositional environments affecting coarse clastic beaches, *Journal of Coastal Research*, 1, 2, 129-139.
- Cann, J.H., Bourman, R.P., Barnett, E.J. (2000) - Holocene foraminifera as indicators of relative estuarine-lagoonal and oceanic influences in estuarine sediments of the river Murray, South Australia, *Quaternary Research*, 53, 378-391.
- Cariolet, J.-M., Suanez, S. (sous presse) - Approche méthodologique pour une cartographie du risque de submersion des côtes basses, *La Houille Blanche*.
- Carr, A.P. (1962) - Cartographic record and historical accuracy, *Geography*, 47, 135-144.
- Carr, A.P., Gleason, R., King, A. (1970) - Significance of pebble size and shape in sorting by waves, *Sedimentary Geology*, 4, 89-101.
- Carr, A.P. (1980) - The significance of cartographic sources in determining coastal change, in : Cullingford, R.A., Davidson, D.A., Lewin, J., *Timescales in geomorphology*, New York, John Wiley & Sons, 69-78.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D. (1981) - Overwash processes along a gravel beach in south-east Ireland, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 413-426.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D. (1984) - Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics, *Marine Geology*, 60, 377-389.
- Carter, R.W.G., Johnston, T.W., McKenna, J., Orford, J.D. (1987a) - Sea-level, sediment supply and coastal changes : examples from the coast of Ireland, *Progress in Oceanography*, 18, 79-101.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D., Forbes, D.L., Taylor, R.B. (1987b) - Gravel barriers, headlands and lagoons: an evolutionary model, in: *Coastal Sediments '87*, Ed. American Society of Civil Engineers Speciality Conference, New Orleans, 2, 1776-1792.
- Carter, R.W.G. (1988) - *Coastal Environments, an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*, Academic Press, London, 617 p.
- Carter, R.W.G., Forbes, D.L., Jennings, S.C., Orford, J.D., Shaw, J., Taylor, R.B. (1989) - Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia, *Marine Geology*, 88, 221-242.
- Carter, R.W.G., Hesp, P.A., Nordstrom, K.F. (1990) - Erosional landforms, in: *Coastal dunes, form and process*, John Wiley, 217-249.
- Carter, R.W.G., Orford, J.D. (1993) - The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: a short- and long-term perspective, *Journal of Coastal Research*, SI 15, 158-179.
- Caspar, R., Costa, S., Jakob, E. (2007) - Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France. Le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et la baie de Somme, *La Météorologie*, 57, 37-47.
- Cearreta, A., Murray, J.W. (1996) - Holocene paleoenvironmental and relative sea-level changes in the Santona estuary, Spain, *Journal of Foraminiferal Research*, 26, 4, 289-299.
- Chauris, L. (1996) - Dépôts anthropiques en rade de Brest, les déblais des carrières de Kersantite, *Penn ar Bed*, 163, 13-21.
- Chauris, L. (1999) - Transformations anthropiques du littoral breton : les extractions pluriséculaires de la pierre en bordure de la mer, in : *La fabrication du paysage*, Ed. Géoarchitecture, 221-259.
- Chauris, L. (2004) - Une guirlande de carrières abandonnées sur les bords de la rade de Brest, *Cahiers de l'Iroise*, 198, 49-62.
- Clabaut, P., Chamley, H., Marteel, H. (2000) - Evolution récente des dunes littorales à l'est de Dunkerque (Nord de la France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 125-137.
- Clavé, B., Massé, L., Carbonel, P., Tastet, J.-P. (2001) - Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast), *Oceanologica Acta*, 24, 4, 377-389.

- Cohen, O. (1996) - *Approche méthodologique à l'étude des littoraux en Méditerranée française*, Thèse de doctorat en géographie, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 159 p.
- Cohen, O. (1997) - La baie de Fréjus : 2000 ans d'évolution du rivage, *Mappe monde*, 1, 6-12.
- Cohen, O., Anthony, E. J. (2007) - Gravel beach erosion and nourishment in Nice, French Riviera, *Méditerranée*, 108, 99-103.
- Colas, S. (2007) - *Analyse statistique et cartographie de l'érosion marine*, Dossier IFEN, 6, 36 p.
- Costa, S. (1997) - *Dynamique sédimentaire et risque naturel : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme*, Thèse de Doctorat en géographie, Université Paris I, Paris, 376 p.
- Costa, S. (1999) - L'accentuation du risque de submersion de tempête le long du littoral normano-picard, *in* : *Littoraux : entre environnement et aménagement*, M.R.S.H. Caen, 10, 113-124.
- Costa, S., Delahaye, D., Freiré-Diaz, S., Davidson, R., Laignel, B., Di Nocera, L.D. (2002) - Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises et des apports en galets corrélatifs (Haute-Normandie, France), *in*: Delahaye, D., Levoy, F., Macquaire, O., *Geomorphology: from expert to modelling*, Strasbourg, 205-213.
- Costa, S. (2005) - *Falaises à recul rapide et plages de galets : de la quantification des dynamiques d'un système complexe à la caractérisation des risques induits*, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 310 p.
- Coum, A. (1979) - *La population de crépidule Crépidula fornicata (L.1758) en rade de Brest*, Thèse de 3^{ème} cycle en écologie dynamique, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 134 p.
- Crowell, P., Leatherman, S.P., Buckley, M. (1991) - Historical shoreline Change: error analysis and mapping accuracy, *Journal of Coastal Research*, 7, 3, 839-852.
- Crowell, P., Leatherman, S.P., Buckley, M. (1993) - Shoreline change rate analysis: long term versus short term data, *Shore and Beach*, 61, 2, 13-20.
- Dashtgard, S.E., White, R.O., Butler, K.E., Gingras, M.K. (2007) - Effects of relative sea level change on the depositional character of an embayed beach, Bay of Fundy, Canada, *Marine Geology*, 239, 143-161.
- Davies, J.L. (1964) - A morphogenic approach to world shorelines, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Special Issue, 8, 124-142.
- Davies, J.L. (1972) - *Geographical variation in coastal development*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 204 p.
- De Boer, G., Carr, A.P. (1969) - Early maps as historical evidence for coastal change, *Geographical Journal*, 135, 17-39.
- Dean, R.G., Maurmeyer, E.M. (1983) - Models for beach profile response, *in*: Komar, P.D., *Handbook of coastal processes and erosion*, CRC Press, Boca Raton, 151-166.
- Dean, R.G., Malakar, S.B. (1999) - Projected flood hazard zones in Florida, *Journal of Coastal Research*, SI 28, 85-94.
- Debenay, J.-P., Tsakiridis, E., Soulard, R., Gossel, H. (2001) - Factors determining the distribution of foraminiferal assemblages in Port Joinville Harbor (Ile d'Yeu, France): the influence of pollution, *Marine Micropaleontology*, 43, 75-118.
- Debenay, J.-P., Bicchi, E., Goubert, E., Armynot du Châtelet, E. (2006) - Spatio-temporal distribution of benthic foraminifera in relation to estuarine dynamics (Vie estuary, Vendée, W France), *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67, 181-197.
- Dehouck, A. (2006) - *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*, Thèse de Doctorat de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 262 p.
- Delanoë, Y., Pinot, J.-P. (1977) - Littoraux et vallées holocènes submergés en baie de Concarneau (Bretagne méridionale), *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 3, 27-38.

- Delibrias, G., Giot, P.-R. (1970) - Inadéquation, hétérogénéité et contamination des échantillons soumis pour les datations radiocarbone, *Bulletin de la Société Préhistorique de France*, 67, 5, 135-137.
- Delibrias, G., Giot, P.-R., Gouletquer, P.L., Morzadec-Kerfourn, M.-Th. (1971) - Evolution de la ligne de rivage le long du littoral armoricain depuis le Néolithique, *Quaternaria*, 14, 175-179.
- Delibrias, G., Guillier, M.T. (1971) - The sea level on the Atlantic coast and the channel for the last 10,000 years by the ^{14}C method, *Quaternaria*, 14, 131-135.
- Denys, L., Baeteman, C. (1995) - Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment, *Marine Geology*, 124, 1-19.
- Devillers, B., Bonnet, S. (2006) - 6 000 ans d'histoire environnementale de la lagune de Villepey (Frejus, Var) : premiers résultats de l'étude multi-proxies de la carotte Vil2, *Revue d'archéométrie*, 30, 197-204.
- Didier, J., Jonin, M. (1966) - Les galets de basalte de la pointe de Pern (île d'Ouessant), *Bulletin de l'Association de Géologie et Minéralogie de Bretagne*, 85-86.
- Dolan, R., Hayden, B.P., May, P., May, S. (1980) - The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs, *Shore and Beach*, 48, 4, 22-29.
- Dolan, R., Fenster, M.S., Holme, S.J. (1991) - Temporal analysis of shoreline recession and accretion, *Journal of Coastal Research*, 7, 3, 723-744.
- Dolique, F. (1991) - *L'évolution du littoral entre Dieppe et Le Hourdel (1939-1989)*, Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université de Picardie, Amiens, 143 p.
- Dolique, F. (1998) - *Dynamique morphosédimentaire et aménagement induits du littoral picard au sud de la baie de Somme*, Thèse de doctorat en géographie physique, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 395 p.
- Dolique, F. (1999) - Différenciation et caractérisation de deux unités d'un système plage : cordon de galets et bas de plage sableux. Le cas des Bas-Champs de Cayeux (Somme), *Méditerranée*, 4, 69-72.
- Dolique, F., Anthony, E. J. (1999) - Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets : la flèche de Cayeux (Picardie, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 23-38.
- Dolique, F. (2002) - Essais de quantification des transits de galets le long d'une flèche littorale macrotidale : le cas de Cayeux (Picardie), in : Delahaye, D., Levoy, F., Macquaire, O., *Geomorphology: from expert to modelling*, Strasbourg, France, 215-223.
- Donelan, M.A. (1992) - A simple method for calculating the velocity field beneath irregular waves, *Coastal Engineering*, 16, 4, 399-424.
- Donelan, M.A., Skafel, M., Graber, H., Liu, P., Schwab, D., Venkatesh, S. (1992) - On the growth rate of wind-generated waves, *Atmosphere-Ocean*, 30, 3, 457-478.
- Donnelly, C., Kraus, N.C., Larson, M. (2006) - State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash, *Journal of Coastal Research*, 22, 4, 965-991.
- Douglas, C., Crowell, M. (2000) - Long-term shoreline position prediction and error propagation, *Journal of Coastal Research*, 16, 1, 145-152.
- Dubar, M., Anthony, E. J. (1995) - Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera, *Quaternary Research*, 43, 3, 329-343.
- Duchemin, G., Jorissen, F.J., Redois, F., Debenay, J.-P. (2005) - Foraminiferal microhabitats in a high marsh: consequences for reconstructing past sea levels, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226, 167-185.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Arnold, M., Paterne, M., Duprat, J., Van Weering, T.C.E. (1992) - Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Nature*, 358, 485-487.
- Durand, P. (2000) - Approche méthodologique pour l'analyse de l'évolution des littoraux sableux par photo-interprétation, Exemple des plages situées entre les embouchures de l'Aube et de l'Hérault (Languedoc, France), *Photo-interprétation*, 18, 1-2, 3-18.

- Durand, P., Heurtefeux, H. (2006) - Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire: une méthode d'évaluation, exemple des étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, 2, 221-244.
- Edwards, K.J., Dugmore, A.J., Buckland, P.C., Blackford, J.J., Cook, G.T. (1996) - Hekla-4 ash, the pine decline in Northern Ireland and the effective use of tephra isochrones: a comment on Hall, Pilcher and McCormac, *The Holocene*, 6, 495-496.
- Edwards, R.J., Horton, B.P. (2000) - Reconstructing relative sea-level change using UK salt-marsh foraminifera, *Marine Geology*, 169, 41-56.
- Edwards, R.J., Van De Plassche, O., Gehrels, W.R., Wright, A.J. (2004) - Assessing sea-level data from Connecticut, USA, using a foraminiferal transfer function for tide level, *Marine Micropaleontology*, 51, 239-255.
- Edwards, R.J. (2006) - Mid- to late-Holocene relative sea-level change in southwest Britain and the influence of sediment compaction, *The Holocene*, 16, 4, 575-587.
- Edwards, R.J., Horton, B.P. (2006) - Developing detailed records of relative sea-level change using a foraminiferal transfer function: an example from North Norfolk, UK, *Philosophical Transactions of The Royal Society*, 364, 973-991.
- Engels, S., Roberts, M.C. (2005) - The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last holocene highstand: Southwestern British Columbia, Canada, *Journal of sedimentary Research*, 75, 1052-1064.
- ERAMM (1994) - *Etude d'impact, réhabilitation de la ria du Ster*, rapport d'étude n°870, Commune de Plobannalec, 126 p.
- Evin, J. (1986) - Altérations et datations des sédiments quaternaires, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 3, 205-214.
- Fairbridge, R.W. (1961) - Eustatic changes in sea level, in : Ahrens, L.H., Press, F., Rankama, K., Runcorn, S.K., *Physics and chemistry of the earth*, Pergamon Press, New York, 4, 99-185.
- Fatela, F., Taborda, R. (2002) - Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages, *Marine Micropaleontology*, 45, 169-174.
- Faye, I.B.N. (2004) - *Etude de la position du trait de côte de la baie d'Audierne entre Penhors et la pointe de la Torche : comparaison des méthodes de la photo-interprétation et des levés topographiques*, Mémoire de D.E.A. de Géographie, U.B.O., Brest, 128 p.
- Fenster, M.S., Dolan, R., Elder, J.F. (1993) - A new method for predicting shoreline position from historical data, *Journal of Coastal Research*, 9, 1, 147-171.
- Fenster, M.S., Dolan, R., Morton, R.A. (2001) - Coastal storms and shoreline change: signal or noise?, *Journal of Coastal Research*, 17, 3, 714-720.
- Fichaut, B. (1984) - *Réactualisation de la sédimentologie de la rade de Brest*, Thèse de doctorat en Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 215 p.
- Fichaut, B., Suanez, S. (2007) - Plage fuyante à Trielen, *Penn ar Bed*, 199/200, 2-12.
- Firth, C.R., Smith, D.E., Hansom, J.D., Pearson, S.G. (1995) - Holocene spit development on a regressive shoreline, Dornoch Firth, Scotland, *Marine Geology*, 124, 203-214.
- Forbes, D.L., Taylor, R.B., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J. (1991) - Gravel-barrier migration and overstepping, *Marine Geology*, 97, 305-313.
- Forbes, D.L., Orford, J.D., Carter, R.W.G., Shaw, J., Jennings, S.C. (1995) - Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coast, *Marine Geology*, 126, 63-85.
- Fox, W.T., Haney, R.L., Curran, H.A. (1995) - Penouille spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Québec, Canada, *Journal of Coastal Research*, 11, 2, 478-493.

- French, J. (2006) - Tidal marsh sedimentation and resilience to environmental change: exploratory modelling of tidal, sea-level and sediment supply forcing in predominantly allochthonous systems, *Marine Geology*, 235, 119-136.
- Gad, L. (1999) - *Dynamique morphosédimentaire de la baie de Saint-Michel-en-Grève, Eléments d'analyse pour le suivi d'aménagement dans un espace sous influence fluvio-marine : la poche du Yar*, Mémoire de Maîtrise de Géographie, U.B.O., 186 p.
- Gaillot, S., Chaverot, S. (2001) - Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas-de-Calais) en France, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 47-54.
- Garès, P.A. (1990) - Predicting flooding probability for beach/dune systems, *Environmental Management*, 14, 1, 115-123.
- Garreau, J. (1979) - Géographie physique de la Bretagne, fondements structuraux, *Norois*, 104, 479-497.
- Garry, G., Grasz, E., Toulemont, M., Levoy, F. (1997) - *Plans de prévention des risques littoraux (PPR). Guide méthodologique*, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement, La documentation Française, 54 p.
- Gaufres, P., Woppelmann, G., Sabatier, F. (2008) - Analyse fréquentielle des niveaux marins pour l'estimation des surcotes et des tendances sur le long terme (changement climatique), Marseille Endoume (1885-2003), in : Allard, P., Fox, D., Picon, B., *Incertitude et environnement, la fin des certitudes scientifiques*, Ed. EDISUD, Collection Ecologie Humaine (Aix-en-Provence), 163-175.
- Gehrels, W.R. (1999) - Middle and late Holocene sea level changes in eastern Maine reconstructed from foraminiferal saltmarsh stratigraphy and AMS ¹⁴C dates on basal peat, *Quaternary Research*, 52, 350-359.
- Gehrels, W.R. (2000) - Using foraminiferal transfer functions to produce high-resolution sea-level records from salt-marsh deposits, Maine, USA, *The Holocene*, 10, 367-376.
- Géhu, J.-M. (1960) - Un site célèbre de la Côte Nord bretonne : le Sillon du Talbert (Côtes-du-Nord), observations phytosociologiques et écologiques, *Bull. Lab. Marit. Dinard*, 46, 93-115.
- Giot, P.-R. (1962) - Problèmes de géologie quaternaire en Bretagne, *Quartär*, 1-14.
- Giot, P.-R., Guilcher, A. (1946) - Le Flandrien de la Baie d'Audierne, *Extraits des Comptes Rendus Sommaires des séances de la société géologique de France*, 257-258.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L. (1972a) - Chronologie relative des plages anciennes, des industries, des limons et des sols fossiles associés du Nord de la Bretagne, *Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris*, 274, D, 2288-2290.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L. (1972b) - Quelques sites du Quaternaire littoral de la Bretagne septentrionale, *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 2, 83-100.
- Giot, P.-R. (1992) - Le massacre des monuments mégalithiques du Pays Bigouden, *Actes du colloque « Le Pays Bigouden, à la croisée des chemins »*, Pont-L'Abbé, Ed. UBO-CRBC, 45-49.
- Goda, Y. (2003) - Revisiting Wilson's formulas for simplified wind-wave prediction, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 129, 2, 93-95.
- Goiran, J.-P., Morhange, C. (2001) - Géoarchéologie des ports antiques en Méditerranée, problématiques et étude de cas, *Topoi*, 11, 645-667.
- Goldstein, S.T., Watkins, G.T., Kuhn, R.M. (1995) - Microhabitats of salt marsh foraminifera: Ste Catherines Island, Georgia, USA, *Marine Micropaleontology*, 26, 17-29.
- Goodfellow, B.W., Stephenson, W.J. (2005) - Beachmorphodynamics in a strong-wind bay: a low-energy environment?, *Marine Geology*, 214, 101-116.
- Goubert, E. (1997) - Les *Elphidium excavatum* (Terquem), foraminifères benthiques vivants en baie de Vilaine (Bretagne, France) d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population en relation avec l'environnement, Thèse de Doctorat, Université of Nantes, 324 p.

- Gouletquer, P.L., Kayser, O. (1992) - Le Mésolithique dans le Pays Bigouden, *Actes du colloque « Le Pays Bigouden, à la croisée des chemins »*, Pont-L'Abbé, Ed. UBO-CRBC, 39-44.
- Graindor, M.-J., Scuvée, F. (1970) - Deux niveaux marins submergés au Pléistocène dans le Nord du Massif Armoricaïn, *Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris*, 271, D, 1489-1492.
- Guérin, O., Olivero, C. (1987) - *Aménagement du môle du C'hraou, étude géomorphologique et sédimentologique*, Rapport BRGM, commune de Perros-Guirec, 61 p.
- Guilbault, J., Clague, J.J., Lapointe, M. (1996) – Foraminiferal evidence for the amount of coeismic subsidence during a late Holocene earthquake on Vancouver Island, west coast of Canada, *Quaternary Science Reviews*, 15, 913-937.
- Guilcher, A. (1936) - L'île de Sein. Fossilisation et exhumation de reliefs monastiriens, *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 5, 16-17.
- Guilcher, A. (1948) – *Le relief de Bretagne méridionale de la Baie de Douarnenez à la Vilaine*, Thèse de doctorat, Université de Paris, La Roche-sur-Yon, Ed. H. Potier, 682 p.
- Guilcher, A. (1949) - Quelques points de morphologie littorale, *Information Géographique*, 13, 3, 96-103.
- Guilcher, A. (1953) - Mesures de la vitesse de sédimentation et d'érosion dans les estuaires bretons, *Extraits des Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 237, 1345-1347.
- Guilcher, A. (1954) – *Morphologie littorale et sous-marine*, P.U.F., coll. Orbis, 215 p.
- Guilcher, A., Vallantin, P., Angrand, J.P., Galloy, P. (1957) - Les cordons littoraux de la rade de Brest, *Cahiers Océanographiques*, 1, 21-54.
- Guilcher, A., Berthois, L. (1957) - Cinq années d'observations sédimentologiques dans quatre estuaires-témoins de l'ouest de la Bretagne, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 8, 67-86.
- Guilcher, A., Adrian, B., Blanquart, A. (1959) - Les "queues de comète" de galets et de blocs derrière des roches isolées sur les côtes Nord-Ouest et Ouest de la Bretagne, *Norois*, 22, 125-145.
- Guilcher, A. (1973) – Un couple de flèches littorales actuelles dans la rivière de Daoulas (rade de Brest), *Penn ar Bed*, 73, 126-129.
- Guilcher, A., Bodéré, J.-C., Hallégouët, B. (1990) - Coastal evolution in western, southeastern and northern Brittany as a regional test of impact of sea level rise, *Journal of Coastal Research*, SI 9, 67-90.
- Guilcher, A., Hallégouët, B. (1991) - Coastal dunes in Brittany and their management, *Journal of Coastal Research*, 7, 2, 517-533.
- Guilcher, A. (1992) - Problems of pleistocene and holocene sea level shifts in western Brittany, in : Billwitz, K., Jäger, K.D., Herausgeber, W.J., Kliewe, H., *Jungquartäre landschaftstraüme, aktuelle forschungen zwischen atlantik und tienschan*, Springer-Verlag, Berlin, 151-156.
- Guilcher, A., Hallégouët, B., Meur, C., Talec, P., Yoni, C. (1992) - Exceptional formation of present-day dunes in the Baie d'Audierne, southwestern Brittany, France, in : Carter, R.W.G., Curtis, T.G.F., Sheehy-Skeffington, M.J., *Coastal dunes*, Ed. Balkema, Rotterdam, 15-23.
- Gutenberg, B. (1941) - Changes in sea-level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior, *Geological Society of American Bulletin*, 52, 721-772.
- Guza, R.T., Thornton, E.B. (1981) - Swash oscillations on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, 87, C1, 483-491.
- Hallégouët, B. (1971) - *Le Bas-Léon. Etude géomorphologique*, Thèse de doctorat en Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 347 p.
- Hallégouët, B. (1976a) - Les anciens dépôts marins et fluviatiles de la vallée de l'Elorn (Finistère), *Norois*, 89, 55-72.
- Hallégouët, B. (1976b) - Les formations de remblaiement des vallées mortes de la presqu'île de Crozon, *Norois*, 92, 615-622.

- Hallégouët, B., Ollivier-Pierre, M.F., Estéoulé-Choux, J. (1976) - Découverte d'un dépôt oligocène inférieur dans la haute vallée de l'Abert Ildut au nord-ouest de Brest, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 283, D, 1711-1714.
- Hallégouët, B., Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1977) - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale, *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 441, 81-89.
- Hallégouët, B. (1978) - L'évolution des massifs dunaires du pays de Léon, *Penn ar Bed*, 11, 95, 417-430.
- Hallégouët, B. (1979a) - Carte géomorphologique détaillée de la France au 1:50.000, feuille de Brest, *Notice explicative*, Ed. CNRS, 44 p.
- Hallégouët, B. (1979b) - Le head des falaises de la rade de Brest, *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, 113-123.
- Hallégouët, B. (1982a) - L'archipel de Molène, *Penn ar Bed*, 110, 79-82.
- Hallégouët, B. (1982b) - Géomorphologie de l'archipel de Molène, *Penn ar Bed*, 110, 83-97.
- Hallégouët, B., Van Vliet-Lanoë, B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le Maximum Glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des abers (Finistère), *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1-2, 127-138.
- Hallégouët, B., Van Vleit-Lanoë, B. (1989a) - Héritages glaciels sur les côtes du Massif Armoricaire, France, *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 2, 223-232.
- Hallégouët, B., Van Vleit-Lanoë, B. (1989b) - Héritages glaciels sur les côtes de Bretagne et de Normandie, *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, 36, 227-230.
- Hallégouët, B., Bouroullec, M.A., Guennoc, P. (1989) - Introduction des géotextiles dans les ouvrages de protection du littoral contre l'érosion marine, *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, 36, 181-185.
- Hallégouët, B., Monnier, J-L. (1989) - Formations littorales pléistocènes de Bretagne, in : Mohen, J-P., *Le temps de la Préhistoire : la géologie*, Ed. Société Préhistorique Française, 1, 1, 114-116.
- Hallégouët, B., Guilcher, A. (1990) - Moulin Blanc Artificial Beach, Brest, Western Brittany, France, *Journal of Coastal Research*, 6, 17-20.
- Hallégouët, B. (1994) - Formation de la rade de Brest, in : J.-P. Corlaix (Coord.), *Atlas permanent du littoral*, Ed. Editmar, 22 p.
- Hallégouët, B., Morel, V. (1994) - Flèches en chicanes, évolution du complexe du Loc'h en rade de Brest, *Penn ar Bed*, 152, 20-31.
- Hallégouët, B., Bodéré, J.-C., Meur, C. (1994) - Bilan des expériences de protection souple des littoraux meubles dans le Massif Armoricaire, *Cahiers Nantais*, 41-42, 171-178.
- Hallégouët, B., Hénaff, A. (2006) - Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'ouest Cornouaille, *Les actes des rencontres de l'ouest Cornouaille "Quelles pistes de développement pour le territoire ?"*, mai-juin 2005, Association Ouest Cornouaille Promotion (AOCP), Pont-L'Abbé, 20-34.
- Hanslow, D.J., Nielsen, P. (1993) - Shoreline setup on natural beach, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 15, 1-10.
- Haslett, S.K., Curr, R. (1998) - Coastal rock platforms and Quaternary sea-levels in the Baie d'Audierne, Brittany, France, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42, 4, 507-515.
- Haslett, S.K., Curr, R. (2001) - Stratigraphy and palaeoenvironmental development of Quaternary coarse clastic beach deposits at Plage de Mezpeurleuch, Brittany (France), *Geological Journal*, 36, 171-182.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J. A., Gienapp, H., Hasselmann, D. E., Krusemann, P., Meerburg, A., Muller, P., Olbers, D. J., Richter, K., Sell, W., Walten, H. (1973) - *Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)*, Deutsches Hydrographisches Institut, A8, 12, 95 p.

- Hayden, B. P., Dolan, R., Rea, C.C., Felder, W.N. (1979) - Erosion rates: how representative are they ?, *Shore and Beach*, 47, 25-30.
- Hénaff, A., Jegu, O. (1995) - Conséquences des aménagements portuaires sur la sédimentation dans l'avant-port d'Audierne, *Noréis*, 42, 165, 119-129.
- Hénaff, A., Biville, M. (2002) - *Etude hydrosédimentaire du littoral atlantique de la commune de Sarzeau (Morbihan)*, Rapport du laboratoire LETG- Géomer - UMR 6554 CNRS, Commune de Sarzeau, 15 p.
- Hénaff, A., Lageat, Y., Costa, S., Plessis, E. (2002) - Modalités du recul des falaises du Pays de Caux, *in* : Delahaye, D., Levoy, F., Macquaire, O., *Geomorphology: from expert to modelling*, Strasbourg, 225-233.
- Hénaff, A., Le Berre, I. (2003) - Fonctionnement hydro-sédimentaire et artificialisation du littoral. Le cas de la côte occidentale du Finistère, *Cahiers Nantais*, 59, 75-88.
- Hénaff, A. (2004) - Les aménagements des littoraux de la région Bretagne en vue de leur défense contre l'érosion depuis 1949, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3, 346-359.
- Hénaff, A. (2008) - Recherche d'indicateurs géomorphologiques de variation de l'orientation des houles sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche au cours des 25 dernières années, analyse des données et comparaison avec les données de l'atlas numérique de houle EDF-LNHE, *La Houille Blanche*, 1, 61-70.
- Héquette, A., Ruz, M.-H. (1991) - Spit and Barrier Island Migration in the Southeastern Canadian Beaufort Sea, *Journal of Coastal Research*, 7, 3, 677-698.
- Hillier, J.K., Bunbury, J.M., Graham, A. (2007) - Monuments on a migrating Nile, *Journal of Archaeological Science*, 34, 1011-1015.
- Hily, Ch. (1984) - *Variabilité de la macrofaune benthique dans les milieux hypertrophiés de la rade de Brest*, Thèse de doctorat en Biologie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 359 p.
- Hinschberger, F. (1970) - *L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines*, Association des Publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Caen, 302 p.
- Hoffmann, G., Lampe, R. (2007) - Sediment budget calculation to estimate Holocene coastal changes on the southwest Baltic Sea (Germany), *Marine Geology*, 243, 143-156.
- Holland, K.T., Holman, R.A. (1993) - Statistical distribution of swash maxima on natural beaches, *Journal of Geophysical Research*, 98, C6, 10271-10278.
- Holland, K.T., Raubenheimer, B., Guza, R.T., Holman, R.A. (1995) - Runup kinematics on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, 100, C3, 4985-4993.
- Holland, K.T., Holman, R.A. (1996) - Field observations of beach cusps and swash motions, *Marine Geology*, 134, 77-93.
- Holman, R.A., Sallenger, A.H. (1985) - Setup and swash on a natural beach, *Journal of Geophysical Research*, 90, C1, 945-953.
- Holman, R.A. (1986) - Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach, *Coastal Engineering*, 9, 527-544.
- Honeycutt, M.G., Crowell, M., Douglas, C. (2001) - Shoreline-position forecasting: impact of storms, rate-calculation methodologies, and temporal scales, *Journal of Coastal Research*, 17, 3, 721-730.
- Horton, B.P., Edwards, R.J., Lloyd, J.M. (2000) - Implications of a microfossil-based transfer function in Holocene sea-level studies, *in*: Shennan, I., Andrews, J., *Holocene land-ocean interaction and environmental change around the North Sea*, Geological Society, Special publication, 166, London, 41-54.
- Horton, B.P., Edwards, R.J. (2005) - The application of local and regional transfer functions to the reconstruction of Holocene sea levels, north Norfolk, England, *The Holocene*, 15, 2, 216-228.
- Horton, B.P., Edwards, R.J. (2006) - Quantifying holocene sea-level change using intertidal foraminifera: lessons from the British Isles, *Cushman Foundation for foraminiferal Research*, Special Publication, 40, 1-97.

- Houdart, A. (2006) - *Site du Sillon de Talbert, Commune de Pleubian, Côtes d'Armor. Plan de gestion 2007-2013*, Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres, Août 2006, 58 p.
- Hunt, I.A. (1959) - Design of seawalls and breakwaters, *Journal of Waterways and Harbours Division*, ASCE 85, 123-152.
- Illenberger, W.K. (1991) - Pebble shape (and size!), *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 5, 756-767.
- Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., Eliot, I., Masselink, G. (2002) - "Low energy" sandy beaches in marine and estuarine environments: a review, *Geomorphology*, 48, 147-162.
- Jennings, R., Shulmeister, J. (2002) - A field based classification scheme for gravel beaches, *Marine Geology*, 186, 211-228.
- Jiménez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., Bou, J., Ortiz, M. (1997) - Analysing short-term shoreline changes along the Ebro delta (Spain) using aerial photographs, *Journal of Coastal Research*, 13, 4, 1256-1266.
- Joly, C. (2004) - Histoire végétale d'une tourbière littorale : le Marais des Bourbes (Olonne-sur-Mer, Vendée), *Annales de Paléontologie*, 90, 187-207.
- Jones, R.L., Keen, D.H., Birnie, J.F., Holyoak, D.T. (1987) - Holocene sea-level changes on Jersey, *Progress in Oceanography*, 18, 177-204.
- Jorda, M., Provansal, M. (1996) - Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence), *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 1, 159-168.
- Juggings, G. (2003) – *C² data analysis program, version 1.3*, Department of Geography, University of Newcastle.
- Jussy, M., Guilcher, A. (1962) - Les cordons littoraux entre la presqu'île de Quiberon et l'estuaire de la Vilaine (Golfe du Morbihan exclu), *Cahiers Océanographiques*, 14, 543-572.
- Kahma, K.K., Calkoen, C.J. (1992) - Reconciling discrepancies in the observed growth of wind-generated waves, *Journal of Physical Oceanography*, 22, 1389-1405.
- Kelley, J. T., Barber, D.C., Belknap, D. F., FitzGerald, D.M., Heteren, S.V., Dickson, S.M. (2005) - Sand budgets at geological, historical and contemporary time scales for a developed beach system, Saco Bay, Maine, USA, *Marine Geology*, 214, 117-142.
- Kerambrun, L. (1984) - *Le Sillon de Talbert (Côtes-du-Nord), étude physique et écologique (synthèse)*, Rapport du Centre Régional d'Etude Biologiques et Sociologiques, Rennes, 37 p.
- Kidson, C. (1963) - The growth of sand and shingle spits across estuaries, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7, 1, 1-22.
- Kirk, R.M. (1980) - Mixed sand and gravel beaches: morphology, processes and sediments, *Progress in Physical Geography*, 4, 189-210.
- Klingebiel, A., Gayet, J. (1995) - Fluvio-lagoonal sedimentary sequences in Leyre delta and Arcachon bay, and holocene sea level variations, along the Aquitaine coast (France), *Quaternary International*, 29/30, 111-117.
- Komar P.D., 1998 - *Beach processes and sedimentation*, 2nd edit., Printice Hall, 544 p.
- Kraus, N.C., Hayashi, K. (2004) - Numerical morphologic model of barrier island breaching, *Coastal engineering 2004*, 2, 2120-2132.
- Kudrass, H.R. (1974) - Experimental study of nearshore transportation of pebbles with attached algae, *Marine Geology*, 16, 1, 9-12.
- Laborel, J., Morhange, C., Lafont, R., Le Campion, J., Laborel-Deguen, F., Sartoretto, S. (1994) - Biological evidence of sea-level rise during the last 4 500 years on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica, *Marine Geology*, 120, 203-223.
- Lahousse, P., Pierre, G. (2002) - Le recul des falaises crayeuses du Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France), in : Delahaye, D., Levoy, F., Macquaire, O., *Geomorphology: from expert to modelling*, Strasbourg, 225-233.
- Lambeck, K. (1997) - Sea-level change along the French Atlantic and Channel coast since the time of the Last Glacial Maximum, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, 1-22.

- Lambeck, K., Bard, E. (2000) - Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years, *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 203-222.
- Latteux, B. (2000) - *Projet de préservation et de restauration du Sillon de Talbert- Baie de Lanros et ses abords immédiats (commune de Pleubian), 1ère partie : Analyse du patrimoine et de ses problèmes*, Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres, 81 p.
- Latteux, B. (2001a) - *Projet de préservation et de restauration du sillon de Talbert- Baie de Lanros et ses abords immédiats (commune de Pleubian), principes d'aménagement et propositions pour la valorisation du Sillon de Talbert*, rapport d'étude, Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres, septembre 2001, 33 p.
- Latteux, B. (2001b) - *Projet de préservation et de restauration du sillon de Talbert- Baie de Lanros et ses abords immédiats (commune de Pleubian), propositions pour la valorisation de l'anse de Lanros*, rapport d'étude, Conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres, septembre 2001, 15 p.
- Leatherman, S.P. (1979) - Migration of Assateague Island, Maryland, by inlet and overwash processes, *Geology*, 7, 2, 104-107.
- Leatherman, S.P. (1983) - Barrier dynamics and landward migration with Holocene sea-level rise, *Nature*, 301, 415-417.
- Lefort, J. (2004) - *L'aventure cartographique*, Ed. Belin, Paris, 319 p.
- Le Gall, A. (1973) - Les plages anciennes de la presqu'île du Cap de la Chèvre, *Penn ar Bed*, 73, 94-103.
- Le Goff, Y. (1995) - *Classification et étude d'impact des enrochements entre Locquirec et Trélévern*, Mémoire de Maîtrise en Géographie, Université de Bretagne Occidentale, 131 p.
- Lemasson, L., Regnaud, H. (1997) - Evolution trentenaire des vents littoraux sur le Grand Ouest français, *Norois*, 175, 44, 417-431.
- Le Page, R. (1967) - Le Sillon de Talbert, *Penn ar Bed*, 6, 48, 11-20.
- Lespez, L., Dalongeville, R., Pastre, J.-F., Darmon, F., Mathieu, R., Poursoulis, G. (2002) - Late-middle-holocene palaeo-environmental evolution and coastline changes of Malia (Crete), in : Fouache, E., *Environmental dynamics and history in mediterranean areas*, Elsevier, Paris, 439-452.
- Lesser, G.J., Roelvink, J.A., van Kester, J.A.T.M., Stelling, G.S. (2004) - Development and validation of a three-dimensional morphological model, *Coastal Engineering*, 51, 883-915.
- L'Homer, A., Bazile, F., Thommeret, J., Thommeret, Y. (1981) - Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 BP à nos jours, variations du niveau marin, *Océanis*, 7, 4, 389-408.
- Loeblich R., Tappan H. (1988) - *Foraminiferal genera and their classification*, Department of earth and space science and Center for the study of evolution and the origin of life, University of California, Los Angeles, 970 p.
- Long, A.J., Hughes, P.D.M. (1995) - Mid- and late-Holocene evolution of the Dungeness foreland, UK, *Marine Geology*, 124, 253-271.
- Long, A.J., Scaife, R.G., Edwards, R.J. (1999) - Pine pollen in intertidal sediments from Poole Harbours, UK; implications for late-Holocene sediment accretion rates and sea-level rise, *Quaternary International*, 55, 3-16.
- Long, A.J., Waller, M.P., Stupples, P. (2006) - Driving mechanisms of coastal change: peat compaction and the destruction of late Holocene coastal wetlands, *Marine Geology*, 225, 63-84.
- Loyer, S., Van Vliet-Lanoë, B., Monnier, J-L., Hallégouët, B., Mercier, N. (1995) - La coupe de Nantois (Baie de Saint-Brieuc, France) : datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne, *Quaternaire*, 6, 1, 21-33.
- Marguerie, D. (1992) - *Evolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques*, Travaux du laboratoire d'anthropologie de Rennes, 40, 308 p.
- Mariette, M. (1971) - L'archéologie des dépôts flandriens du Boulonnais, *Quaternaria*, 14, 137-150.

- Martin, S. (1955) - L'évolution comparée des rivages en Bretagne et dans l'ouest des îles Britanniques pendant la période quaternaire, *Norvick*, 2, 51-66.
- Mase, H. (1989) - Random wave runup height on gentle slope, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 115, 5, 649-661.
- Mason, S.J., Hansom, J.B. (1988) - Cliff erosion and its contribution to a sediment budget for part of the Holderness Coast, England, *Shore and Beach*, 56, 30-38.
- Mason, T., Coates, T.T. (2001) - Sediment transport process on mixed beaches: a review for shoreline management, *Journal of Coastal Research*, 17, 3, 645-657.
- Masselink, G., Li, L. (2001) - The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study, *Marine Geology*, 176, 139-156.
- Massey, A.C., Gehrels, W.R., Charman, D.J., White, S.V. (2006a) - An intertidal foraminifera-based transfer function for reconstructing holocene sea-level change in Southwest England, *Journal of Foraminiferal Research*, 36, 3, 215-232.
- Massey, A.C., Paul, M.P., Gehrels, W.R., Charman, D.J. (2006b) - Autocompaction in holocene coastal back-barrier sediments from south Devon, southwest England, UK, *Marine Geology*, 226, 225-241.
- Massey, A.C., Taylor, G.K. (2007) - Coastal evolution in south-west England, United Kingdom: an enhanced reconstruction using geophysical surveys, *Marine Geology*, 245, 123-140.
- Matias, A., Ferreira, O., Vila-Concejo, A., Garcia, T., Dias, J.M.A. (2007) - Classification of washover dynamics in barrier islands, *Geomorphology*, 97, 3-4, 655-674.
- May, P., Tanner, W.F. (1973) - The littoral power gradient and shoreline changes, in : *Coastal geomorphology*, Binghamton, New York, 43-60.
- Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Martins, V. (2004) - Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia), *Marine Micropaleontology*, 51, 171-192.
- Meur, C. (1993) - *Géomorphologie, protection et gestion des dunes de Bretagne septentrionale, éléments de comparaison avec d'autres régions de la manche occidentale : Cotentin, Devon, Cornwall (R.U)*, Thèse de doctorat en géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 353 p.
- Meur-Ferec, C., Ruz, M-H. (2002) - Transports éoliens réels et théoriques en haut de plage et sommet de dune (Wissant, Pas-de-Calais, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 321-334.
- Meur-Ferec, C., Ruz, M-H., Deboudt, P. (2002) - Eléments du patrimoine géologique et géomorphologique, in : Dauvin, J.-C. (coord.), *Gestion intégrée des zones côtières : outils et perspectives pour la préservation du patrimoine naturel*, Patrimoines Naturels, 57, 346 p., 152-154.
- Miche, R. (1951) - Le pouvoir réfléchissant des ouvrages maritimes exposés à l'action de la houle, *Annales des Ponts et Chaussées*, 121, 285-319.
- Miramont, C., Guilbert, X. (1997) - Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en moyenne Durance (France du Sud-Est), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 325-338.
- Miramont, C., Jorda, M., Pichard, G. (1998) - Evolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est), *Géographie physique et Quaternaire*, 52, 3, 381-392.
- Moign, Y. (1969) - Les dunes du Massif armoricain, *Penn ar Bed*, 57, 1-12.
- Monnier, J-L. (1974) - Les dépôts pléistocènes de la région de Saint-Brieuc, stratigraphie et préhistoire, *Bulletin de l'Association de Géologie et Minéralogie de Bretagne*, 6, 1, 43-62.
- Monnier, J-L. (1979) - Le Pléistocène de la côte nord de la Bretagne, essai de synthèse lithostratigraphique et chronostratigraphique, *Bulletin de l'Association de Géologie et Minéralogie de Bretagne*, 3, 147-156.

- Monnier, J-L., Van Vliet-Lanoë, B. (1986) - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le Maximum Glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc, apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1-2, 119-126.
- Monnier, J-L., Bigot, B. (1987) - Stratigraphie des dépôts pléistocènes du nord de la Bretagne (France), les formations de Port-Morvan et de la Haute-Ville, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 2, 93-103.
- Moore, L.J. (2000) - Shoreline mapping techniques, *Journal of Coastal Research*, 16, 1, 111-124.
- Moore, L.J., Griggs, G.B. (2002) - Long-term retreat and erosion hotspots along the central shores of the monterey Bay National Marine Sanctuary, *Marine Geology*, 181, 265-283.
- Morel, V. (1993) - *Méthode d'étude de protection naturelle du littoral par les cordons de galets en rade de Brest, l'exemple de quatre flèches de galets en rade de Brest (le Loc'h de Landévennec, le sillon des Anglais, le Pal, le sillon de l'Auberlac'h)*, Mémoire de D.E.A. de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 80 p.
- Morel, V., Pennober, G., Guilcher, A., Carter, R.W.G. (1993) - Rine Point, cordon de galets et de sable de la baie de Galway (comté de Clare, Irlande), et de formes associées, *Norois*, 40, 160, 643-652.
- Morel, V. (1995) - Impacts des actions anthropiques sur les cordons de galets. *Hommes et Terres du Nord*, 1-2, 58-64.
- Morel, V. (1997) - *De la géomorphologie à la gestion des cordons de galets littoraux de bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, sud Angleterre) et réflexions générales*, Thèse de doctorat en géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 386 p.
- Morel, V. (1999) - Cordons de galets et actions anthropiques sur les côtes de la Manche au 20ème siècle, *Revue de Géographie de Lyon*, 74, 45-57.
- Morhange, C., Laborel, J., Hesnard, A., Prone, A. (1996) - Variation of relative mean sea level during the last 4 000 years on the Northern shores of Lacydon, the ancient harbour of Marseilles (Chantier J. Verne), *Journal of Coastal Research*, 12, 4, 841-849.
- Morhange, C., Laborel, J., Hesnard, A. (2001) - Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166, 319-329.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1966) - Analyse pollinique d'une tourbe littorale à Plougerneau (Finistère), *Bulletin de l'Association de Géologie et Minéralogie de Bretagne*, 87-91.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1969) - Variations de la ligne de rivage au cours du post-glaciaire le long de la côte nord du Finistère. Analyses polliniques de tourbes et de dépôts organiques littoraux, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 4, 285-318.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux, *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 17, 208 p.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1975) - Evolution paléogéographique du marais de Dol-de-Bretagne (Ille-et-Vilaine) durant le Flandrien, *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 7, 1, 49-51.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1985) - Variations du niveau marin à l'Holocène en Bretagne (France), *Eiszeitalter Gegenwart Hannover*, 35, 15-22.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1986) - Caractère de la végétation post-émienne anté-pléniglaciaire weichselien en Bretagne (France), *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 1-2, 115-118.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (1995) - Coastline changes in the Armorican Massif (France) during the Holocene, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 17, 197-203.
- Morzadec-Kerfourn, M-Th. (2005) - Interaction between sea-level changes and the development of littoral herbaceous vegetation and autotrophic dinoflagellates, *Quaternary International*, 133/134, 137-140.
- Mottet, G. (1999) - *Géographie physique de la France*, Ed. Presses Universitaires de France, Paris, 550 p.

- Moulinier, M. (1966) - Variabilité d'une population d'Elphidium de la rade de Brest (Nord Finistère) apparentés à *Elphidium crispum* (Linné), *Revue de Micropaléontologie*, 9, 124-200.
- Murray, J.W. (1971) - *An atlas of British recent foraminiferids*, Heinemann educational books, London, 244 p.
- Murray, J.W. (1973) - *Distribution and ecology of living benthic foraminiferids*, Heinemann educational books, London, 274 p.
- Murray, J.W. (1991) - *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*, Harlow, Longman Group UK Limited, John Wiley & Sons, 397 p.
- Nicholls, R.J., Webber, N.B. (1987) - The past, present and future evolution of Hurst Castle Spit, Hampshire, *Progress in Oceanography*, 18, 119-137.
- Nielsen, P., Hanslow, D.J. (1991) - Wave runup distributions on natural beaches, *Journal of Coastal Research*, 7, 4, 1139-1152.
- Nordstrom, K.F. (1989) - Erosion control strategies for bay and estuarine beaches, *Coastal Management*, 17, 25-35.
- Orford, J.D. (1975) - Discrimination of particle zonation on a pebble beach, *Sedimentology*, 22, 441-463.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G. (1982) - Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, southeast Ireland, *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1, 265-278.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., (1984) - Mechanisms to account for the longshore spacing of overwash throats on a coarse clastic barrier in southeast Ireland, *Marine Geology*, 56, 207-226.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., Forbes, D.L. (1991) - Gravel barrier migration and sea level rise: some observations from Story Head, Nova Scotia, Canada, *Journal of Coastal Research*, 7, 2, 477-488.
- Orford, J.D., Hinton, A.C., Carter, R.W.G., Jennings, S.C. (1992) - A tidal link between sea-level rise and coastal response of a gravel-dominated barrier in Nova Scotia, in: *Sea Level Changes : Determination and Effects*, Geophysical Monograph 69, IUGG, 11, 71-79.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G. (1995) - Examination of mesoscale forcing of a swash-aligned, gravel barrier from Nova Scotia, *Marine Geology*, 126, 201-211.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., McKenna, J., Jennings, S.C. (1995) - The relationship between the rate of mesoscale sea-level rise and the rate of retreat of swash-aligned gravel-dominated barriers, *Marine Geology*, 124, 177-186.
- Orford, J.D., Carter, R.W.G., Jennings, C.S. (1996) - Control domains and morphological phases in gravel-dominated barriers of Nova Scotia, *Journal of Coastal Research*, 12, 3, 589-604.
- Orford, J.D., Forbes, D.L., Jennings, S.C. (2002) - Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems, *Geomorphology*, 48, 51-85.
- Panizza, M. (2001) - Géomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey, *Chinese Science Bulletin*, 46, 4-6.
- Pasaric, M., Orlic, M. (2001) - Long-term meteorological preconditioning of the North Adriatic coastal floods, *Continental Shelf Research*, 21, 263-278.
- Paskoff, R. (2001) - *L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers. Le mythe et la réalité*, Ed. Institut Océanographique, Paris, 192 p.
- Paskoff, R. (2004) - De l'abondance à la pénurie en sédiments, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3, 373-382.
- Patterson, R.T., Guilbault, J-P., Clague, J.J. (1999) - Taphonomy of tidal marsh foraminifera: implications of surface sample thickness for high-resolution sea-level studies, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149, 199-211.
- Pierre, G. (2005) - Structure et évolution des falaises gréseuses et argileuses du cap Gris-Nez (Boulonnais, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 297-310.

- Pierre, G. (2007) - Durée de l'évolution marine et recul holocène d'un littoral à falaise, l'exemple du nord Boulonnais (France), *Quaternaire*, 18, 3, 219-231.
- Pinot, J-P. (1961) - *Les accumulations littorales entre la rade de Perros-Guirec et la rivière de Tréguier*, thèse de 3^e cycle, Université de Paris, 233 p.
- Pinot, J-P. (1963) - Quelques accumulations de galets de la côte trégoroise, *Annales de Géographie*, 389, 17-31.
- Pinot, J-P. (1966) - Quelques hauts niveaux marins quaternaires de la côte du Trégor central, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 2, 139-150.
- Pinot, J-P. (1968) - Littoraux würmiens submergés à l'ouest de Belle-Ile, *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 16, 3, 197-216.
- Pinot, J-P. (1973) - Le quaternaire de la plateforme continentale sud-Armoricaine, *Annales scientifiques de l'université de Besançon*, 3, 21, 87-92.
- Pinot, J-P. (1974) - *Le précontinent breton, entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental*, Thèse de doctorat d'Etat, Ed. Impram, Lannion, 256 p.
- Pinot, J-P. (1994) - Fixer le plan ou gérer le profil : l'exemple du Sillon du Talberv, *Cahiers Nantais*, 41-42, 307-316.
- Pinot, J-P. (1998a) - *La gestion du littoral, Tome I, Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*, Ed. Institut océanographique, Paris, 399 p.
- Pinot, J-P. (1998b) - *La gestion du littoral, Tome II, Littoraux tempérés : littoraux vaseux et embouchures*, Ed. Institut océanographique, Paris, 400 p.
- Pirazzoli, P.A. (1976) - *Les variations du niveau marin depuis 2 000 ans*, Mémoires du laboratoire de géomorphologie de l'école pratique des hautes études, Dinard, 421 p.
- Pirazzoli, P.A. (1986) - Secular trends of relative sea-level (RSL) changes indicated by tide gauge records, *Journal of Coastal Research*, Special Issue 1, 1-26.
- Pirazzoli, P.A. (1996) - *Sea-level Changes. The Last 20 000 years*, John Wiley & Sons, Chichester, 211 p.
- Pirazzoli, P.A. (2000) - Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France, *Oceanologica Acta*, 23, 6, 643-661.
- Pirazzoli, P.A., Regnaud, H., Lemasson, L. (2004) - Changes in storminess and surges in western France during the last century, *Marine Geology*, 210, 307-323.
- Pirazzoli, P.A., Costa, S., Dornbush, U., Tomasin, A. (2005) - Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel, *Ocean Dynamics*, DOI 10.1007/s10236-005-0040-3.
- Plaine, J., Hallégouët, B., Quété, Y. (1984) - *Notice explicative de la feuille de Questembert au 1/50 000. Carte géologique de la France*, Ed. BRGM, Orléans, France, 63 p.
- Plater, A.J., Long, A.J., Spencer, C.D., Delacour, R.A.P. (1999) - The stratigraphic record of sea-level change and storms during the last 2000 years: Romney Marsh, southeast England, *Quaternary International*, 55, 17-27.
- Pontee, N.I., Tastet, J-P., Massé, L. (1998) - Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France, *Oceanologica Acta*, 21, 2, 243-261.
- Pouvreau, N., Miguez, B.M., Simon, B., Wöppelmann, G. (2006) - Evolution de l'onde semi-diurne M2 de la marée à Brest de 1846 à 2005, *Comptes Rendus de Géoscience*, 338, 11, 802-808.
- Prigent, D. (1981) - Tassement naturel de tourbes holocènes, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 23, 137-141.
- Psuty, N. (1992) - Spatial variation in coastal foredune development, *in: Coastal dunes, geomorphology, ecology and management for conservation*, A.A.Balkema, Rotterdam, 3-13.

- Quere, E., Magnanon, S. (1998) - *Etude des populations de Limonium humile en rade de Brest, bilan des trois années de suivi, proposition de mesures de gestion, rapport d'étude*, Conservatoire Botanique National de Brest, Communauté Urbaine de Brest, 18 p.
- Quere, E., Magnanon, S. (2000) - *La sauvegarde des populations de Limonium humile en rade de Brest, rapport d'étude*, Conservatoire Botanique National de Brest, Communauté Urbaine de Brest, 14 p.
- Redois, F., Debenay, J-P. (1996) - Influence du confinement sur la répartition des foraminifères benthiques : exemple de l'estran d'une ria mésotidale de Bretagne méridionale, *Revue de Paléobiologie*, 15, 243-260.
- Regnault, H., Cocaïgn, J.-Y., Aliège, J.F., Fournier, J. (1995) - Mise en évidence d'une continuité temporelle dans la constitution de massifs dunaires du sub-boréal (3600 BP) à l'Actuel sur le littoral septentrional de la Bretagne. Un exemple dans l'anse du Verger (Ille-et-Vilaine), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 321, IIa, 303-310.
- Regnault, H., Jennings, S.C., Delaney, C., Lemasson, L. (1996) - Holocene sea-level variations and geomorphological response: an example from northern Brittany (France), *Quaternary Science Reviews*, 15, 781-787.
- Regnault, H., Louboutin, R. (2002) - Variability of sediment transport in beach and coastal dune environments, Brittany, France, *Sedimentary Geology*, 150, 17-29.
- Regnault, H., Mauz, B., Morzadec-Kerfourn, M-Th. (2003) - The last interglacial shoreline in northern Brittany, Western France, *Marine Geology*, 194, 65-77.
- Regnault, H., Pirazzoli, P.A., Morvan, G., Ruz, M. (2004) - Impacts of storms and evolution of the coastline in western France, *Marine Geology*, 210, 325-337.
- Regrain, R. (1970) - *Le littoral des Bas-Champs du sud de la Somme*, Amiens, Centre Régional de Documentation Pédagogique, 27 p.
- Regrain, R. (1992) - Protéger le littoral ouest des Bas-Champs de Cayeux, in : *Les littoraux en France : risque et aménagement*, Centre Régional de Documentation Pédagogique de Picardie, 97 p.
- Reimer, P.J., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R.L., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., McCromac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van Der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. (2004) - IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP, *Radiocarbon*, 46, 3, 1029-1058.
- Reynard, E. (2004) – Geosites, in : Goudie, A., *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London, 440 p.
- Reynard, E. (2005) - Géomorphosites et paysages, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 181-188.
- Robin, M. (2002a) - Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique, in : *Le littoral, regards, pratiques et savoirs*, Ed. Rue d'Ulm, Paris, 376 p.
- Robin, M. (2002b) - *Télédétection : des satellites aux SIG*, Ed. Nathan / VUEF, Paris, 318 p.
- Romagnoli, C., Mancini, F., Brunelli, R. (2006) - Historical shoreline changes at an active island volcano: Stromboli, Italy, *Journal of Coastal Research*, 22, 4, 739-749.
- Rosset-Moulinier, M. (1972) - *Etude des foraminifères des côtes nord et ouest de Bretagne*, Travaux du laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure, Paris, 174 p.
- Ruessink, B.G., Kleinhaus, M.G., van den Beukel, P.G.L. (1998) - Observations of swash under highly dissipative conditions, *Journal of Geophysical Research*, 103, C2, 3111-3118.
- Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G., Marra, J.J., Beach, R.A. (2001) - Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches, *Journal of Coastal Research*, 17, 2, 407-419.
- Ruiz, F., Gonzalez-Regalado, M.L., Pendon, J.G., Abad, M., Olias, M., Munoz, J.M. (2005) - Correlation between foraminifera and sedimentary environments in recent estuaries of south western Spain: applications to holocene reconstructions, *Quaternary International*, 140/141, 21-36.

- Sabatier, F., Suanez, S. (2003) - Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 283-300.
- Sallenger, A.H. (2000) - Storm impact scale for barrier islands, *Journal of Coastal Research*, 16, 3, 890-895.
- SAUM (1977) - Schéma d'Aptitude et d'Utilisation de la Mer, étude analytique et méthodologique, Département du Finistère, DDE, 169 p.
- Schröder-Adams, C. (2006) - Estuaries of the past and present: a biofacies perspective, *Sedimentary Geology*, 190, 289-298.
- SCOR Working Group 89 (1991) - The response of beaches to sea-level changes: a review of predictive models, *Journal of Coastal Research*, 7, 3, 895-921.
- Scott, D.F., Medioli, F.S. (1978) - Vertical zonations of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea-levels, *Nature*, 272, 528-531.
- Scott, D.F., Medioli, F.S. (1980) - Living vs. total foraminifera populations: their relative usefulness in paleoecology, *Journal of Paleontology*, 54, 814-831.
- Scott, D.B., Collins, E.S., Duggan, J., Asioli, A., Saito, T., Hasegawa, S. (1996) - Pacific Rim marsh foraminiferal distributions: implications for sea-level studies, *Journal of Coastal Research*, 12, 4, 850-861.
- Shoshany, M., Degani, A. (1992) - Shoreline detection by digital image processing of aerial photography, *Journal of Coastal Research*, 8, 1, 29-34.
- Shuisky, Y.D., Schwartz, M.L. (1983) - Basic principles of sediment budget study in the coastal zone, *Shore and Beach*, 51, 1, 34-40.
- Simon, B. (1994) - *Statistiques des niveaux marins extrêmes le long des côtes de France*, Rapport d'étude n°001/94, Service Hydrographique de la Marine, Brest, 78 p.
- Simon, B. (1996) - Détermination des hauteurs d'eau extrêmes pour la délimitation du Domaine Public Maritime, *Annales Hydrographiques*, 20, 767, 17-43.
- SOGREAH (1992) - *Envasement du bassin à flot du port de Morlaix*, Rapport d'étude, CCI de Morlaix, Morlaix, 30 p.
- SOGREAH (1993) - *Désenvasement de l'estuaire du Ster, étude hydraulique et sédimentologique*, rapport d'étude, commune de Plobannalec, 41 p.
- Southall, K.E., Roland Gehrels, W., Hayward, B.W. (2006) - Foraminifera in New Zealand salt marsh and their suitability as sea-level indicators, *Marine Micropaleontology*, 60, 167-179.
- Sparfel, L., Fichaut, B., Suanez, S. (2005) - Progression de la Spartine (*Spartina alterniflora* Loisel) en rade de Brest (Finistère) entre 1952 et 2004 : de la mesure à la réponse gestionnaire, *Norois*, 3, 196, 109-123.
- Stéphan, P. (2003) - *Dynamiques morphosédimentaires récente et actuelle des cordons dunaires de la baie de Saint-Michel-en-Grève*, Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 342 p.
- Stéphan P. (2004) - *Quelques données nouvelles sur la dynamique morphosédimentaire des cordons littoraux de la rade de Brest, les sillons d'Aod ar Mengleuz (Logonna-Daoulas) et du Loc'h (Landévennec)*, Mémoire de D.E.A. de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 274 p.
- Stéphan P., Suanez S. (2004) - Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Tréduder et de Saint-Michel-en-Grève (baie de Saint-Michel-en-Grève – Côtes d'Armor) entre 1990 et 2003, *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3, 438-448.
- Stéphan, P., Suanez, S. (2005) – Mobilité du trait de côte en baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor) ou le résultat d'une plage en accréation, *Actes des VIII^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, Université de Technologie de Compiègne, Compiègne, 1, 2, 273-278.
- Stéphan, P., Suanez, S., Fichaut, B. (2005a) – Impacts de l'anthropisation sur l'évolution morphosédimentaire d'un système littoral de flèches en chicane, le Sillon de Mengleuz à Logonna-Daoulas en rade de Brest (Finistère), in : *Milieux littoraux, Nouvelles perspectives d'étude*, Ed. L'Harmattan, Paris, 95-114.

- Stéphan P., Fichaut B., Suanez S. (2005b) - Les cordons littoraux de Mengleuz (Logonna-Daoulas) et du Loc'h de Landevennec : aspects récents et actuels de l'érosion de deux flèches de galets en rade de Brest, *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, (D), 2, 1-19.
- Stéphan P. (2007) - Mobilité des cordons littoraux en rade de Brest, *Penn Ar Bed*, 199/200, 25-38.
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. (2007a) – *Rapport d'activité sur le suivi topo-morphologique du sillon de Talbert (commune de Pleubian)*, GEOMER-LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 20p.
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B., Boussard P.-Y. (2007b) – *Rapport sur l'étude de l'évolution holocène des systèmes côtiers (cordons littoraux/marais maritimes) de la rade de Brest (Finistère)*, GEOMER-LETG UMR 6554 CNRS, I.U.E.M., 29p.
- Stéphan, P. (2008) - Mobilité des cordons littoraux et submersions marines. Les flèches de galets de la rade de Brest (Bretagne, France), *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, 12, 1-2, 161-178.
- Stéphan P., Suanez S., Fichaut B. (soumis) - Predictive models of morphological impacts caused by flooding events on swash-aligned gravel barriers, *Marine Geology*.
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H. (2006) - Empirical parameterization of setup, swash and runup, *Coastal Engineering*, 53, 573-588.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F. (1993) - Modelling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC, *Radiocarbon*, 35, 1, 137-189.
- Suanez, S. (1997) - *Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône*, Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille I, Aix-en-Provence, 283 p.
- Suanez S., Stéphan P. (2006) - Forçages météo-marins et dynamique morphosédimentaire saisonnière des cordons dunaires. Exemple de la baie de Saint-Michel-en-Grève (Côtes d'Armor, Bretagne), *Géomorphologie : Relief. Processus. Environnement*, 2, p. 91-110.
- Suanez, S., Fichaut, B., Sparfel, L. (2007) - Méthode d'évaluation du risque de submersion des côtes basses appliquée à la plage du Vougot, Guissény (Bretagne), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 319-334.
- Suanez S., Dehouck A., Stéphan P. (2008) - Incertitude de la mesure de terrain en géomorphologie littorale. Approche statistique et quantification des marges d'erreur, *in* : Allard, P., Fox, D., Picon, B., *Incertitude et environnement. La fin des certitudes scientifiques*, Ed. EDISUD, Collection Ecologie Humaine (Aix-en-Provence), 127-139.
- Suanez, S., Fichaut, B., Magne, R. (soumis) - Imbricated clast deposits on Banneg Island in the archipelago of Molène (Brittany, France), effects of giant storm waves in the Iroise Sea, *Sedimentary Geology*.
- Ters, M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français, *in* : ed. CNRS, *Le Quaternaire, Géodynamique, Stratigraphie et Environnement*, Paris, 114-135.
- Ters, M. (1986) - Variations in Holocene sea level on the french Atlantic coast and their climatic significance, *in* : Rampino, M.R., Sanders, J.E., Newman, W.S., Königsson, L.K., *Climate: history, periodicity and predictability*, Van Nostrand Reinhold, New York, 204-237.
- Tesson, Y., Quere, E., Magnanon, S. (1997) - *Suivi des populations de Limonium humile en rade de Brest*, rapport d'étude, Conservatoire Botanique National de Brest, Communauté Urbaine de Brest, 9 p.
- Thieler, E.R., Danforth, W.W. (1994) - Historical shoreline mapping (I): improving techniques and reducing positioning errors, *Journal of Coastal Research*, 10, 3, 549-563.
- US Army Corps of Engineers (2006) - Water wave mechanics, *in* : *Coastal Engineering Manual*, Part I, chapter II, Change 2, 2006, 121 p.
- Van De Plassche, O. (1991) - Coastal submergence of the Netherlands, NW Brittany (France), Delmarva Peninsula (VA, USA) and Connecticut (USA) during the last 5500 to 7 500 sidereal years, *in* : Sabadini R., *Glacial isostasy, sea level and mantle rheology*, Kluwer, Dordrecht, 285-300.
- Van Der Meer, J.W., Stam, C.-J.M. (1992) - Wave runup on smooth and rock slopes of coastal structures, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 118, 5, 534-550.

- Van Der Meer, J.W., Langenberg, J.W., Breteler, M.K., Hurdle, D.P., Heijer, F. (2002) - Wave boundary conditions and overtopping in complex areas, *in: McKee, S.J., Coastal engineering 2002*, Cardiff, 2, 2092-2104.
- Van Geel, B., Buurman, J., Waterbolk, H.T. (1996) - Archeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in the Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP, *Journal of Quaternary Science*, 11, 6, 451-460.
- Vella, C. (1999) - *Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône*, Thèse de doctorat de Géographie, Université de Provence Aix-Marseille, 225 p.
- Vella, C., Provansal, M. (2000) - Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhône delta, France, *Marine Geology*, 170, 27-39.
- Vella, C. (2004) - Le rôle de la mer : position du niveau marin et du trait de côte depuis 6 000 ans, *Bulletin archéologique de Provence*, Suppl. 2, 79-90.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., Bourcier, M. (2005) - Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene, *Marine Geology*, 222/223, 235-265.
- Vincent, C.L., Resio, D.T. (1990) - Wave forecasting and hindcasting in deep and shallow water, *in: J.B.Herbich, Handbook of coastal and ocean engineering*, Houston, Gulf publishing company, 1, 3, 48-64.
- Visset, L., Bernard, J. (2006) - Evolution du littoral et du paysage, de la presqu'île de Rhuys à la rivière d'Étel (Massif armoricain - France), du Néolithique au Moyen Âge, *Revue d'archéométrie*, 30, 143-156.
- Waller, M.P., Long, A.J., Long, D., Innes, J.B. (1999) - Patterns and processes in the development of coastal mire vegetation: multi-site investigations from Walland Marsh, Southeast England, *Quaternary Science Reviews*, 18, 1419-1444.
- Wang, J., Massé, L., Tastet, J.-P. (2006) - Sedimentary facies and paleoenvironmental interpretation of a Holocene marsh in the Gironde Estuary in France, *Acta Oceanologica Sinica*, 25, 6, 52-62.
- Williams, A.T., Caldwell, N.E. (1988) - Particule size and shape in pebble-beach sedimentation, *Marine Geology*, 82, 199-215
- Wilson, B., (1965) - Numerical prediction of ocean waves in the North Atlantic for December, 1959, *Deutsche Hydrographische Z.*, 18, 3, 114-130.
- Wilson, B. (2006) - Using foraminifera to estimate trends in ancient sea-levels, *Geology Today*, 22, 5, 194-196.
- Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B. (2006) - Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century, *Ocean Dynamics*, 56, 487-497.
- Wright, L.D., Short, A.D. (1984) - Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis, *Marine Geology*, 56, 93-118.
- Young, I.R. (1998) - An experimental investigation of the role of atmospheric stability in wind wave growth, *Coastal Engineering*, 34, 23-33.
- Young, I.R., Verhagen, L.A. (1996) - The growth of fetch limited waves in water of finite depth. Part 1. Total energy and peak frequency, *Coastal Engineering*, 29, 47-78.
- Zenkovitch, V.P. (1960) - Fondements principaux d'une théorie sur la formation des structures d'accumulation dans la zone littorale, *Cahiers Océanographiques*, 3, 162-183.
- Zenkovitch, V.P. (1967) - *Processes of coastal development*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 738 p.
- Zink, J.M. (2002) - *Using modern photogrammetric techniques to map historical shorelines and analyze shoreline change rates: case study on Bodie Island, North Carolina*, Thesis, North Carolina State University, 90 p.

Table des figures

Figure 1 : Localisation des sites d'étude.....	6
Figure 2 : Profils topographiques de quelques unes des flèches de la rade de Brest.	15
Figure 3 : Volume des flèches de la rade de Brest.	16
Figure 4 : Localisation des flèches de galets sur la façade septentrionale de Bretagne.....	18
Figure 5 : Les flèches de la rade de Perros-Guirec et la position approximative du cordon primitif (d'après Pinot, 1998a).....	18
Figure 6 : Les différentes unités morphosédimentaires qui composent le Sillon de Talbert (Stéphan et al., 2007a).....	22
Figure 7 : Morphométrie du Sillon de Talbert et découpage en différentes unités morphosédimentaires.	23
Figure 8 : Localisation des flèches de galets sur la façade méridionale de Bretagne.....	24
Figure 9 : Présentation morphologique de la flèche de Bétahon.....	26
Figure 10 : Diagramme triangulaire morphométrique (d'après Illenberger, 1991).	27
Figure 11 : Médiane des longueurs des galets des flèches et autres accumulations littorales en rade de Brest (d'après Guilcher et al., 1957). Seules les flèches toujours actives actuellement sont nommées.	28
Figure 12 : Localisation des points de prélèvement sédimentologique sur le cordon actif du Loc'h (A) et répartition de la médiane (B), du Sorting index (C), du Skewness (D) (source des données.....	29
Figure 13 : Diagramme triangulaire CSI/DRI des galets du Loc'h (d'après Morel, 1997).	30
Figure 14 : Médiane des largeurs déterminée par la mesure de 50 galets sur le Sillon de Talbert par Morel (1997).....	31
Figure 15 : Texture et grain moyen déterminés sur quelques flèches et cordons de la rade de Brest.	33
Figure 16 : Texture (A) et grain moyen (B) sur la flèche de Mengleuz en rade de Brest.	34
Figure 17 : Distribution granulométrique le long de la flèche de Bétahon.....	35
Figure 18 : Localisation des principales accumulations de galets sur le littoral de Bretagne (le nom des flèches littorales apparaît en gras).	38
Figure 19 : Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain.....	40
Figure 20 : Système fluvial pléistocène en Bretagne et couverture de sables éoliens et de loess dans la partie occidentale de la Manche (modifié de Antoine et al., 2003a, 2003b).	41
Figure 21 : Couverture sédimentaire des fonds marins au large des côtes de Bretagne.	43
Figure 22 : Répartition des blocs glaciels sur le littoral actuel de Bretagne (d'après Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986).....	44
Figure 23 : Comportement des accumulations de matériel grossier sous l'impulsion de la transgression holocène (d'après Morel, 1997).....	45
Figure 24 : Bathymétrie de la Bretagne (source : Atlas du littoral, DIREN, 2006).....	46
Figure 25 : Transgression post-glaciaire en Mer d'Iroise. L'envahissement de la rade par les eaux marines débute vers 8 000 BP (source des données : Bathymétrie du Shom, niveaux marins d'après Lambeck, 1997).	47
Figure 26 : Principaux éléments morphologiques du littoral de la rade de Brest (source des données : Contrat de Baie - rade de Brest, 2002).	50
Figure 27 : Transport des galets immergés dans les petits fonds par l'intermédiaire des algues à crampons.	52
Figure 28 : Erosion du cordon ancien au Loc'h et exportation des galets vers le bas de l'estran (clichés : P. Stéphan, 2004).....	54
Figure 29 : Schéma d'évolution de la rade de Brest depuis le Tertiaire (d'après Hallégouët, 1994).....	58
Figure 30 : Typologie des différentes limites de cellules hydrosédimentaires (d'après Bray et al., 1995 ; Dolique, 1998).....	59
Figure 31 : Découpage du littoral oriental de la rade de Brest en cellules hydrosédimentaires.....	60
Figure 32 : Délimitation des cellules hydrosédimentaires dans la partie nord orientale de la rade de Brest.	61
Figure 33 : Découpage du littoral méridional de la rade de Brest en cellules hydrosédimentaires.....	61
Figure 34 : Localisation et typologie des principaux cordons littoraux de la rade de Brest. 1 : queues de comète, 2 : Tombolo simple, 3 : Tombolo double, 4 : flèche sub-parallèle à la côte, 5 : Flèche barrant un estuaire, 6 : Flèche en vis-à-vis, 7 : Flèche en chicane, 8 : Cordon littoral artificialisé ou détruit (Stéphan, 2007).....	62
Figure 35 : Queue de comète de l'île Perdue et schéma de mise en place en position de fuite par rapport aux vagues incidentes (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	63
Figure 36 : Evolution probable du site de Tibidy ayant permis le rattachement de l'île au continent par un tombolo faisant front aux vagues incidentes.	65
Figure 36 : Marais maritimes ayant fait l'objet de sondages.....	79
Figure 37 : Localisation et coordonnées géographiques des sondages réalisés dans les marais maritimes d'Arun, Troaon et Porzguen.	80
Figure 38 : Localisation des sites choisis pour réaliser les transects d'étude de la répartition altitudinale des foraminifères.....	87
Figure 39 : Localisation des transects le long desquels ont été réalisés les prélèvements sédimentaires en baie de Lanveur (A) et dans le marais maritime d'Arun (B).....	88

Figure 40 : Techniques de prélèvements sédimentaires et de relevés topographiques le long du transect réalisé dans le marais maritime d'Arun.	89
Figure 41 : Topographie des transects réalisés dans les marais maritimes de la baie de Lanveur et de Arun, localisation des prélèvements sédimentaires, et abondance relative des foraminifères.	91
Figure 42 : Synthèse de la distribution altitudinale des espèces de foraminifères et des étages littoraux rencontrés le long des transects réalisés en baie de Lanveur et dans le marais maritime d'Arun. Les traits pleins indiquent l'optimum altitudinal des foraminifères, tandis que les lignes en pointillés montrent leurs limites de distribution.	92
Figure 43 : Graphiques présentant les valeurs observées et les valeurs prédites de SWLI pour les trois premières composantes de la fonction de transfert RATF. La composante que nous avons utilisée est grisée.	94
Figure 44 : Reconstitution de la séquence stratigraphique longitudinale dans le marais maritime de Troaon.	97
Figure 45 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Troa-C2. Les diagrammes représentent l'abondance relative (en pourcentage) des espèces de foraminifères comptés le long du sondage. La position relative de chaque échantillon par rapport au niveau moyen de la mer (NM), obtenue en appliquant la fonction de transfert RATF, est exprimée en niveau marin standardisé (SWLI) et en mètres. L'étagement littoral est déterminé en fonction des valeurs de SWLI.	98
Figure 46 : Analyse granulométrique le long du sondage Troa-C2.	99
Figure 47 : Reconstitution de la séquence stratigraphique longitudinale dans le marais maritime de Porzguen.	102
Figure 48 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Porz-C2.	103
Figure 49 : Analyse granulométrique le long du sondage Porz-C2.	105
Figure 50 : Reconstitution de la séquence stratigraphique longitudinale dans le marais maritime de Porzguen.	107
Figure 51 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Arun-C14.	109
Figure 52 : Lithostratigraphie, biostratigraphie (foraminifères) et chronostratigraphie du sondage Arun-C10.	110
Figure 53 : Analyse granulométrique le long du sondage Arun-C14.	111
Figure 54 : Analyse granulométrique le long du sondage Arun-C10.	112
Figure 55 : Evolution de la ligne de rivage depuis 3 000 ans sur le site d'Arun.	114
Figure 56 : Synthèse des analyses stratigraphiques et des interprétations paléoenvironnementales réalisées sur les sites de Troaon, Porzguen et Arun.	115
Figure 57 : Synthèse des données obtenues sur le littoral français permettant de déterminer la vitesse de remontée du niveau marin au cours de l'Holocène.	121
Figure 58 : Courbe de variation du niveau de la mer dans le nord Finistère, depuis la fin de l'Atlantique (d'après Morzadec-Kerfourn, 1974).	124
Figure 59 : Courbes de remontée du niveau de la mer basées sur les datations radiocarbone et sur l'analyse des foraminifères présents dans les sondages de référence Porz-C2 (A), Troa-C2 (B), Arun-C14 (C) et Arun-C10 (D). E. Superposition des quatre courbes soulignant les différences importantes dans les résultats obtenus d'un site à un autre. F. Courbe dressée uniquement d'après le positionnement des niveaux datés au ¹⁴ C.	126
Figure 60 : Comparaison de la courbe de remontée du niveau marin dressée par Morzadec-Kerfourn (1974) pour le nord du Finistère avec celle dressée en rade de Brest.	130
Figure 61 : Phases de remplissage sédimentaire holocène du marais maritime de Troaon en lien avec les vitesses de remontée du niveau marin et les taux de sédimentation.	133
Figure 62 : Phases de remplissage sédimentaire holocène du marais maritime de Porzguen en lien avec les vitesses de remontée du niveau marin et les taux de sédimentation.	134
Figure 63 : Phases de remplissage sédimentaire holocène du marais maritime d'Arun en lien avec les vitesses de remontée du niveau marin et les taux de sédimentation.	135
Figure 64 : Conditions d'exposition des secteurs de Porzguen, de Troaon et d'Arun.	139
Figure 65 : A. Schéma classique de développement d'une flèche à pointe libre sous l'action de la dérive de plage. B. Transport des galets sous l'effet du jet de rive et de la nappe de retrait (modifié de Zenkovitch, 1967).	149
Figure 66 : Evolution d'une flèche de galets par overtopping et par overwash.	151
Figure 67 : Les différents paramètres intervenant dans la génération de hauts niveaux d'eau sur les flèches de galets, dont le wave setup et le swash runup (modifié de Fichaut et Suanez, 2007).	152
Figure 68 : Roses des houles annuelles obtenues au large des secteurs d'étude pour quatre nœuds du modèle ANEMOC, et résultantes associées (période 1979-2002).	153
Figure 69 : Morphologie de l'avant-côte au large des flèches du Linkin et du Sillon de Talbert.	154
Figure 70 : Morphologie de l'avant-côte et structure géologique simplifiée du Mor-Bras (d'après Jussy et Guilcher, 1962).	155
Figure 71 : Saisonnalité des conditions de houle, au large des secteurs de Bétahon et Dibenn (période 1979-2002).	156

Figure 72 : Saisonnalité des conditions de houle, au large du Sillon de Talbert (période 1979-2002).	157
Figure 73 : Propagation de la houle océanique en rade de Brest et hauteur des vagues à la côte établies par le SAUM (1977).	158
Figure 74 : Relation entre la force du vent, la longueur du fetch et la hauteur des vagues (d'après les formules de Donelan, 1992).	159
Figure 75 : Rose des vents annuels et mensuels à la station Météo-France de Lanvéoc-Poulmic (période 1955-2006).	161
Figure 76 : Amplitude du marnage en Bretagne (d'après les données du SHOM).	162
Figure 77 : La flèche de l'Auberlac'h et son delta de jusant édifié au débouché du chenal de marée (cliché : P. Stéphan, juillet 2006).	163
Figure 78 : Tracé des courants de flot aux alentours du Sillon de Talbert (modifié de Kerambrun, 1984).	164
Figure 79 : Tracé des courants de jusant aux alentours du Sillon de Talbert (modifié de Kerambrun, 1984).	164
Figure 80 : Partie distale du Sillon de Talbert (source : Conservatoire du Littoral, cliché datant des années 1970).	165
Figure 81 : Localisation de la flèche de Dibenn au débouché de la ria de Pénerf.	166
Figure 82 : Niveaux extrêmes pour différentes périodes de retour (T) et niveau des plus hautes mers théorique de coefficient 120 (PHMVE) au voisinage de nos secteurs d'étude.	167
Figure 83 : Synthèse des méthodes utilisées pour mesurer la mobilité récente des flèches de galets de Bretagne.	169
Figure 84 : A. Situations rencontrées lorsque la base du revers est utilisée comme ligne de référence. B. Situations rencontrées lorsque le front de végétation sommitale est utilisé comme ligne de référence.	174
Figure 85 : Recalage des clichés de 1930 sur la mosaïque d'Orthophotographies de 2002 servant de document de référence (secteur du Sillon de Talbert).	178
Figure 86 : Schéma synthétisant les différentes erreurs liées au traitement numérique des photographies aériennes et à la digitalisation du trait de côte.	180
Figure 87 : Coordonnées des points géodésiques et des repères géoréférencés en rade de Brest.	183
Figure 88 : Evolution morphologique de l'anse du Loc'h de Landévennec à partir de la carte de Beautemps-Beaupré (A), de Germain (B), du plan directeur de Brest (C), de la photographie aériennes de 1952 (D).	185
Figure 89 : Comparaison des cartes de Cassini (A), de Beautemps-Beaupré (B), de Germain (C), avec la morphologie actuelle de l'anse de Troaon (D).	186
Figure 90 : Carte de Pierre Collin sur laquelle est représenté le Sillon de Talbert.	187
Figure 91 : Carte de Bellin représentant le Sillon de Talbert et son prolongement aux îlots de l'archipel d'Ollone.	188
Figure 92 : Carte de Bellin représentant le Sillon de Talbert et son ancrage aux îlots de Roc'h Louet et de Stalio Bras situés au Nord.	189
Figure 93 : Carte de Cassini sur laquelle le Sillon de Talbert apparaît désormais sous la forme d'une flèche à pointe libre en raison de son détachement aux îlots de Roc'h Louet et de Stalio Bras situés au Nord.	189
Figure 94 : Evolution du front du Sillon de Talbert entre 1775 et 1966 (Pinot, 1994).	190
Figure 95 : Evolution centennale des secteurs du Linkin et du Sillon de Talbert.	191
Figure 96 : Mobilité des flèches de galets de la rade de Brest entre 1817 et 2006.	192
Figure 97 : Tendances d'évolution des flèches de galets de la rade de Brest entre 1817 et 2006.	193
Figure 98 : Evolution centennale des secteurs de Dibenn et de Bétahon (Morbihan), d'après l'analyse des cartes anciennes.	194
Figure 99 : Mobilité des flèches du Linkin et du Sillon de Talbert et tendances associées, déterminée d'après l'analyse des photographies aériennes.	195
Figure 100 : Bilans surfaciques des flèches de galets de la rade de Brest, déterminés par traitement numérique des photographies aériennes.	196
Figure 101 : Evolution du bilan surfacique des flèches de galets de la rade de Brest au cours des dernières décennies.	197
Figure 102 : Tendance d'évolution des flèches de galets de la rade de Brest au cours des dernières décennies.	198
Figure 103 : Bilans surfaciques et mobilité des secteurs de Dibenn et de Bétahon au cours des dernières décennies d'après l'analyse des photographies aériennes.	199
Figure 104 : Caractéristiques morphodynamiques des flèches de type DAB et SAB.	202
Figure 105 : Orientation des flèches de galets de Bretagne par rapport aux directions dominantes des vagues incidentes.	203
Figure 106 : Séquence d'évolution morphologique d'une flèche de type DAB vers une flèche de type SAB.	204
Figure 107 : Séquence schématique d'évolution d'une flèche par micro-cannibalisation (d'après Orford et al., 1996).	205
Figure 108 : Cinématique de la flèche de Bétahon entre 1820 et 2000.	207
Figure 109 : A. Cinématique de la flèche de Porzguen entre 1817 et 2006. B. Rose des vagues dans le secteur de Porzguen. C. Evolution du front de végétation par rapport à sa position en 1952.	208

Figure 110 : A. Cinématique de la flèche de Kerroullé entre 1952 et 2000. B. Rose des vagues établie au niveau du profil de mesure P15. C. Evolution du front de végétation par rapport à sa position en 1952.	209
Figure 111 : Cinématique de la flèche de Troaon entre 1952 et 2006 (d'après Stéphan, 2007).	210
Figure 112 : A. Cinématique du front de végétation supra-littorale de la flèche de Dibenn. A'. Evolution du front de végétation mesurée le long des profils de mesure (les valeurs de 1820 et 1911 ne sont pas intégrées au graphique). B. Cinématique du pied du cordon. B'. Evolution du pied du cordon mesurée le long des profils de mesure (les valeurs de 1820 et 1911 ne sont pas intégrées au graphique).	212
Figure 113 : A. Cinématique revers et du front de végétation de la flèche du Linkin entre 1774 et 2002. B. Position comparée de la flèche entre 1774 et 2002 mettant en évidence le découpage de la flèche en trois sections d'érosion, de transport et d'accumulation sédimentaire. C. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1774 et 2002.	213
Figure 114 : A. Cinématique du front de végétation de la flèche de Saint-Jean entre 1817 et 2006. B. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1952 et 2006.	214
Figure 115 : A. Cinématique du front de végétation du Sillon des Anglais entre 1817 et 2006. B. Topographie du crochet terminal de la flèche levée en août 2005 illustrant l'adjonction de rides successives à la pointe du cordon. C. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1952 et 2005 (Stéphan, 2007).	215
Figure 116 : Cinématique du front de végétation du sillon de l'Auberlac'h (A) et de la flèche du Roz (B) entre 1817 et 2006. C. Evolution du sillon de l'Auberlac'h mesurée le long des profils entre 1952 et 2006. D. Evolution de la flèche du Roz mesurée le long des profils entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2007).	216
Figure 117 : Cinématique de la flèche de Mengleuz entre 1877 et 2007 (Stéphan et al., 2005a).	217
Figure 118 : Localisation des rides de migration des galets en avant de la flèche externe du Loc'h de Landévennec en 1952.	218
Figure 119 : A. Cinématique du revers de la flèche du Loc'h entre 1952 et 2005. B. Cinématique de l'amorce de rupture entre 1952 et 2005. C. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1952 et 2004. D. Evolution de la largeur moyenne du chenal sinuant entre les deux flèches.	219
Figure 120 : Situation morphologique du secteur occidental du Loc'h de Landévennec durant l'été 1993, après l'ouverture d'une brèche à l'enracinement de la flèche externe.	220
Figure 121 : Encoche formée dans la flèche interne du Loc'h de Landévennec par érosion régressive liée au courants de flot, cliché pris de l'étang du Loc'h le 17 décembre 2003 (Stéphan et al., 2005b).	221
Figure 122 : A. La carte représente la cinématique du Sillon de Talbert entre 1930 et 2008, tandis que le graphique indique les valeurs de recul par rapport à la position de la flèche en 1930. B. Vitesses de recul du Sillon de Talbert entre 1930 et 2008 (Stéphan et al., soumis).	222
Figure 123 : Evolutions morphologiques de la partie terminale du Sillon de Talbert entre 1930 et 2007 et périodes d'édification des différents crochets. Les lignes en pointillées indiquées sur la carte représentent l'extension initiale des crochets que le recul du cordon a progressivement détruits.	223
Figure 124 : A. Cinématique du revers de la flèche du Faou entre 1817 et 2006. B. Evolution de la flèche mesurée le long des profils entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2007).	225
Figure 125 : Contexte morphodynamique des flèches de galets au cours des dernières décennies, reconnus par l'analyse de la cinématique littorale.	226
Figure 126 : Paramètres utilisés pour déterminer les niveaux d'eau et quantifier l'impact morphologique des épisodes de submersion marine.	232
Figure 127 : Terminologie et classification des niveaux de submersion marine et de leur degré d'impact morphologique sur les cordons de galets, d'après les travaux de Orford et al. (1991) et Sallenger (2000).	234
Figure 128 : Altitudes moyennes du front de végétation (F.veget.) et de la crête (C.cord.) des flèches de galets de la rade de Brest obtenues à partir de mesures topographiques effectuées entre 2004 et 2007.	235
Figure 129 : Données topographiques (C.cord.) utilisées dans l'analyse des submersions marines au Sillon de Talbert.	236
Figure 130 : Localisation du houlographe en rade-abri.	239
Figure 131 : Corrélations entre les hauteurs significatives de vague (Hs) mesurées par le houlographe de la rade-abri entre le 16/12/04 et le 18/11/05 et les hauteurs calculées par les quatre équations testées.	239
Figure 132 : Corrélations entre les périodes de vague (Tp) mesurées par le houlographe de la rade-abri entre le 16/12/04 et le 18/11/05 et les périodes calculées par les quatre équations testées.	240
Figure 133 : Corrélations entre les données de vagues (hauteurs significatives et périodes pic) obtenues à partir de la base de données ANEMOC et celles obtenues à partir du modèle du SHOM.	241
Figure 134 : Couverture temporelle des données marégraphiques disponibles pour la rade de Brest et le Sillon de Talbert.	242

Figure 135 : Corrélation entre les valeurs de surcotes enregistrées au port de Roscoff et les valeurs de surcote enregistrées au port du Conquet, entre 1973 et 2006.	243
Figure 136 : A. Valeurs de runup calculées au cours du mois de janvier 1979 sur le Sillon de Talbert, à partir de différentes équations. B. Ecart maximum dans les valeurs de runup obtenues par les équations.	246
Figure 137 : A. Photographie aérienne oblique du Sillon de Talbert datée du 19/09/01, deux heures après la pleine mer (cliché : Chantal Bonnot-Courtois). B. Agrandissement d'une partie de la photographie aérienne sur lequel les lasses de pleine mer sont facilement identifiables. C. Modèle Numérique de Terrain Lidar du 8 octobre 2002. D. Agrandissement du MNT et détournement de la cote de 11 m correspondant approximativement au niveau atteint par la pleine mer du 19 septembre 2001.	246
Figure 138 : A. Valeurs de runup calculées au cours du mois de janvier 2004 sur le Sillon des Anglais, à partir de différentes équations. B. Ecart maximum entre les valeurs de runup obtenues par les équations.	247
Figure 139 : Relation entre le recul des cordons par rollover et les épisodes de hauts niveaux d'eau (Stéphan, 2006, 2008).	251
Figure 140 : Relation entre l'évolution des flèches de type SAB et les épisodes de hauts niveaux d'eau entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2008).	253
Figure 141 : Relation entre l'évolution des flèches de type DAB et les épisodes de hauts niveaux d'eau entre 1948 et 2006 (Stéphan, 2008).	254
Figure 142 : Répartition de l'énergie annuelle des vagues enregistrée lors des épisodes de submersions marines pour les périodes T1 à T4 (Stéphan et al., soumis).	255
Figure 143 : Episode de submersion du 19 septembre 2001 dans la partie proximale du Sillon de Talbert. Les deux brèches ouvertes entre 1990 et 1998 sont particulièrement visibles. (cliché : C. Bonnot-Courtois, 19/09/01).	256
Figure 144 : Relation entre les vitesses de recul du Sillon de Talbert et l'énergie annuelle des vagues enregistrée lors des épisodes de submersion marine. La zone grisée correspond à la marge d'erreur liée à l'analyse des photographies aériennes. Les marges d'erreurs sont minimales au cours de la période T4, les données étant obtenues à partir de mesures topographiques (Stéphan et al., soumis).	257
Figure 145 : Mise en évidence de deux régimes de submersion marine distincts affectant les flèches de la rade de Brest (Stéphan, 2008).	259
Figure 146 : Réponses morphosédimentaires des flèches de galets de la rade de Brest aux submersions marines et tendances évolutives associées (modifié de Stéphan, 2008).	260
Figure 147 : Inertie des flèches de galets de Bretagne.	261
Figure 148 : Relation entre l'inertie des flèches et leurs vitesses de recul par rollover mesurée entre 1948 et 2006. A. Le Sillon de Talbert compris. B. Sans le Sillon de Talbert.	262
Figure 149 : Conditions météo-marines entre juin et novembre 1967 et impact morphologique de la tempête du 2 novembre 1967, reconstitué d'après les levés topographiques de Berthois et Auffret (1969), (Stéphan, 2007).	263
Figure 150 : Séquence d'évolution morphologique observée dans la partie médiane du Sillon de Talbert.	265
Figure 151 : Localisation des principaux écueils en avant du Sillon de Talbert et des secteurs d'érosion associés (Stéphan et al., soumis).	266
Figure 152 : Variations longitudinales de l'inertie du Sillon de Talbert (Stéphan et al., soumis).	267
Figure 153 : Schéma synthétique des différents facteurs déterminant la réponse morphologique du Sillon de Talbert à la submersion marine.	268
Figure 154 : Artificialisation du littoral de la rade de Brest.	275
Figure 155 : Inefficacité de l'enrochement mis en place à la fin des années 1990 à la base des falaises de Cromenach (anse de Bétahon) pour empêcher leur recul.	276
Figure 156 : Localisation des principaux sites d'extraction des différentes roches exploitées sur les bords de la rade de Brest (d'après Chauris, 2004).	277
Figure 157 : Edification de véritables « presqu'îles anthropiques » dans l'anse de Saint-Jean (rade de Brest) liée à l'activité d'extraction de Kersantite.	278
Figure 158 : Impact des ouvrages portuaires sur le transit sédimentaire dans l'anse de l'Auberlac'h (Stéphan, 2007).	279
Figure 159 : Vue aérienne oblique de la partie proximale du Sillon de Talbert (cliché pris dans les années 1970).	280
Figure 160 : Artificialisation et destruction de flèches de galets entre 1817 et 2000 en rade de Brest, mises en évidence par la comparaison de la carte IGN avec les minutes de Beauteemps-Beaupré.	282
Figure 161 : Cliché aérien du secteur de Mengleuz en 1966 et localisation de la zone de prélèvement sédimentaire et des divers aménagements destinés à l'activité ostréicole (Stéphan et al., 2005a).	284
Figure 162 : A. Situation initiale de la flèche de Kersanton en 1952. B. Flèche de Kersanton en 1966 et localisation de la zone de prélèvements sédimentaires.	284
Figure 163 : Effets perturbateurs de l'enrochement longitudinal sur le fonctionnement morphosédimentaire du Sillon de Talbert lors des phases de haut niveau marin (cliché : C. Bonnot-Courtois, 19/09/01).	285

Figure 164 : Vue aérienne oblique du Sillon de Talbert datant des années 1960 sur laquelle il est possible d'apercevoir les véhicules automobiles stationnés au sommet du cordon (source : D. Halleux, Conservatoire du Littoral).....	288
Figure 165 : Valeurs moyennes mensuelles et annuelles du niveau de la mer, et tendances associées, enregistrées par différents marégraphes répartis le long du littoral de Bretagne.	290
Figure 166 : Evolution de la direction et de la fréquence des vents de tempête entre 1949 et 1996 (Hénaff, 2004).....	293
Figure 167 : Fréquence des surcotes supérieures ou égales à 10 cm, 20 cm, 30 cm et 40 cm à Brest entre 1953 et 1995 (Pirazzoli, 2000).	294
Figure 168 : Fréquence des dépressions atmosphériques d'une durée minimum de 9 h à Ouessant (1951-1997) et à Belle-Ile (1961-1997) (Pirazzoli, 2000).....	294
Figure 169 : Directions moyennes des vents durant les huit heures qui précèdent les plus fortes surcotes (modifié de Pirazzoli, 2000).....	295
Figure 170 : A. Localisation des queues de comètes utilisées comme indicateurs des changements d'orientation des vagues incidentes. B,C,D,E. Evolution de l'orientation des vagues (modifié de Hénaff, 2008).	297
Figure 171 : Fréquence des houles de hauteur (Hs) supérieure ou égale à 3 m, 4 m et 6 m sur le Sillon de Talbert.....	298
Figure 172 : Fréquence des houles de hauteur supérieure ou égale à 3 m, 4 m et 6 m sur le secteur de Bétahon.....	299
Figure 173 : Evolution du nombre moyen annuel de submersions marines enregistrées sur le Sillon de Talbert, entre 1979 et 2006.....	300
Figure 174 : Evolution du nombre d'épisodes de haut niveau marin ayant atteint le front de végétation sur les flèches de type SAB en rade de Brest, entre 1955 et 2006.	301
Figure 175 : A. Portion de falaise exposée au nord située entre le Loc'h de Landévennec et le Sillon des Anglais. B. Zoom illustrant la difficulté de distinguer précisément le sommet et la base du versant en raison du masquage par la végétation arborée et par son ombre portée.	303
Figure 176 : Evolution des différentes unités morphologiques qui composent l'Anse de Bétahon entre 1820 et 2000.	304
Figure 177 : Localisation des lobes de débordement et dégradation du cordon sableux de la Bédume (anse de Bétahon) liée aux fréquentes submersions marines, entre 1952 et 2000.....	305
Figure 178 : Cinématique (A) et évolution (A') du front de végétation et du bas de plage (B et B') dans le secteur de Dibenn. A'. Cinématique du bas de plage entre 1820 et 2004.	306
Figure 179 : A. et B. Vue aérienne de la partie nord de l'anse de Larmor et des falaises du Caro (rade de Brest). C. Vue aérienne de la partie sud de l'anse de Larmor. (clichés : Solen Le Berre, Louis Brigand, 12/05/05).	307
Figure 180 : Evolution du littoral de l'anse de Larmor entre 1952 et 2000.....	308
Figure 181 : Méthodes de quantification du volume livré par le recul des falaises à stratigraphie homogène et hétérogène.	310
Figure 182 : Localisation des points d'échantillonnage le long de la falaise de Dibenn et part des différentes fractions granulométriques dans chaque échantillon.....	311
Figure 183 : Données topographiques, stratigraphiques et granulométriques utilisées pour quantifier les volumes sédimentaires livrés par les falaises de Cromenach.....	311
Figure 184 : Evolution récente du bilan sédimentaire de l'anse de Larmor.	313
Figure 185 : Volume sédimentaire délivré par les falaises de Cromenach et évolution surfacique du cordon de la Bédume et de la flèche de Bétahon entre 1952 et 2000.....	314
Figure 186 : Rôle des apports sédimentaires livrés par les falaises dans l'évolution récente de la flèche de Dibenn.....	315
Figure 187 : Tendances évolutives des formes d'accumulation sableuses et graveleuses de Bretagne.....	320
Figure 188 : Chronologie des levés réalisés sur les différents sites d'étude.	334
Figure 189 : A. Variations altitudinales de la crête du Sillon de Talbert entre 2002 et 2003. B. Mobilité du Sillon mesurée à la base du revers.	338
Figure 190 : Evolutions morphologiques du Sillon de Talbert entre juin 2003 et septembre 2005.	340
Figure 191 : Evolutions morphologiques du Sillon de Talbert entre septembre 2005 et mai 2006.	342
Figure 192 : Evolutions morphologiques du Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007.	344
Figure 193 : Brèches ouvertes dans la crête du Sillon de Talbert au cours du mois de mars 2007 (clichés : P. Stéphan, 2 avril 2007).....	345
Figure 194 : Evolutions morphologiques d'une portion du Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007, avant et après l'ouverture des brèches dans la crête du cordon.	346
Figure 195 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long des profils P006 et P028.....	347
Figure 196 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P048.....	348
Figure 197 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P060.....	349
Figure 198 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P075.....	349
Figure 199 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P088.....	351
Figure 200 : Résultats du suivi topographique à haute fréquence réalisé le long du profil P100.....	351
Figure 201 : Evolution morphologique du Sillon de Talbert entre septembre 2007 et mars 2008.....	352

Figure 202 : Evolution topo-morphologique de la flèche de Mengleuz et bilans sédimentaires calculés à partir des différents levés topographiques réalisés entre les mois de janvier 2004 et décembre 2007.	357
Figure 203 : Evolution topo-morphologique de la flèche de Mengleuz à partir de quelques profils topographiques réalisés entre les mois de janvier 2004 et décembre 2007.	358
Figure 204 : Mobilité de la section orientale de la flèche de Mengleuz entre les mois de janvier 2004 et décembre 2007.	359
Figure 205 : A. L'ouverture d'une brèche dans la flèche interne du Loc'h en décembre 2003 a entraîné une défluviation du chenal de marée sur l'estran qui adopte un tracé plus direct vers la mer et au sein duquel les courants de marée sont renforcés. B. Le nouveau chenal de marée se présente sous la forme d'une gorge d'une profondeur pouvant atteindre 2 m par endroits. C. Ancien chenal de marée situé entre la flèche interne et la flèche externe désormais abandonné au profit de la brèche. D. Brèche formée dans le cordon interne du Loc'h. (Clichés : P. Stéphan, mai 2006).	362
Figure 206 : Evolution topo-morphologique de la flèche du Loc'h et bilans sédimentaires calculés à partir des différents levés topographiques réalisés entre les mois de février 2004 et décembre 2007.	363
Figure 207 : Evolution topo-morphologique du Sillon des Anglais entre les mois d'août 2005 et de décembre 2007.	366
Figure 208 : A. Evolution topo-morphologique de la flèche du Roz entre les mois de janvier 2006 et d'avril 2007.	367
Figure 209 : Evolution topo-morphologique, bilans sédimentaires et profils topographiques sur le secteur de Troaon entre les mois de janvier 2005 et février 2008.	369
Figure 210 : A. Evolution topo-morphologique de la flèche de Bétahon entre les mois d'octobre 2005 et d'avril 2006. B. Résultats du suivi par profils entre les mois d'août 2006 et de novembre 2007.	371
Figure 211 : Chronologie des épisodes de haut niveau d'eau et évolutions morphologiques associées le long des profils P006, P028 et P048 sur le Sillon de Talbert entre octobre 2002 et août 2007.	376
Figure 212 : Chronologie des épisodes de haut niveau d'eau et évolutions morphologiques associées le long des profils P060, P075, P088 et P100 sur le Sillon de Talbert entre octobre 2002 et août 2007.	377
Figure 213 : Chronologie des épisodes de haut niveau d'eau entre mars 2006 et août 2007, le long des profils ayant fait l'objet d'un suivi topo-morphologique à haute fréquence sur le Sillon de Talbert.	378
Figure 214 : Epaisseur de la colonne d'eau le long du Sillon de Talbert lors des trois principaux épisodes de submersion marine survenus entre mai 2006 et septembre 2007 (Hs : hauteur significative des houles au large, E : énergie des houles).	379
Figure 215 : Conditions météo-marines enregistrées durant la tempête « Johanna » des 10 et 11 mars 2008. Les données de houle ont été obtenues à partir d'une bouée Datawell directionnelle située dans l'archipel de Molène (site des Pierres Noires).	382
Figure 216 : A. Fréquence mensuelle des vents de vitesse supérieure à 10 m/s à Lanvéoc-Poulmic entre 2004 et 2008. B. Fréquence mensuelle des vents de vitesse supérieure à 10 m/s et de direction comprise entre 260° et 300° à Lanvéoc-Poulmic entre 2004 et 2008.	383
Figure 217 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche du Roz entre janvier 2004 et janvier 2008.	384
Figure 218 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur le Sillon des Anglais entre janvier 2004 et janvier 2008.	384
Figure 219 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche de Troaon entre janvier 2004 et janvier 2008.	385
Figure 220 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche du Loc'h entre janvier 2004 et janvier 2008.	385
Figure 221 : Chronologie des épisodes de hauts niveaux d'eau sur la flèche de Mengleuz (section est) entre janvier 2004 et janvier 2008.	386
Figure 222 : Méthodologie utilisée pour reconstituer la position du trait de côte à partir des valeurs obtenues par régression linéaire.	394
Figure 223 : Exemples de régressions linéaires calculées sur le Sillon de Talbert à partir des données de mobilités obtenues entre 1930 et 2008.	394
Figure 224 : A. Comparaison entre la position prédite par régression linéaire (période 1930-1998) et la position mesurée du trait de côte en 2008. B. Coefficient de détermination R ² pour les régressions linéaires dressées le long des profils de mesure sur la période 1930-2008. C. Position du trait de côte prédite pour 2010, 2020, 2030, 2040 et 2050.	395
Figure 225 : Prévision d'évolution du Sillon de Talbert entre 2010 et 2050 et modifications morphologiques éventuelles.	396
Figure 226 : Exemples de régressions linéaires calculées à partir des données de mobilité de la flèche de Mengleuz.	397
Figure 227 : Prévision d'évolution du Sillon de Talbert entre 2010 et 2050 et modifications morphologiques éventuelles.	397

Figure 228 : Exemples de régressions linéaires calculées sur la période 1952/2000 dans les secteurs de Cromenach, de la Bédume et de Bétahon.	398
Figure 229 : Coefficient de détermination des régressions linéaires calculées sur les secteurs de Cromenach, de la Bédume et de Bétahon.	399
Figure 230 : Prévion d'évolution des falaises de Cromenach et du cordon sableux de la Bédume.	399
Figure 231 : Prévion d'évolution de la flèche de Bétahon.	400
Figure 232 : Exemples d'ajustement des valeurs annuelles extrêmes (Gumbel, méthode des moments) sur les secteurs du Sillon des Anglais, du Roz, de Troaon, du Loc'h et du Sillon de Talbert (profils P050 et P100). Toutes les observations sont livrées en Cote Marine.	404
Figure 233 : Cartographie des secteurs submergés sur le Sillon des Anglais pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).	408
Figure 234 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de l'Auberlac'h pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).	409
Figure 235 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche du Roz pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).	410
Figure 236 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de Rosmélec pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).	411
Figure 237 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche du Loc'h pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).	413
Figure 238 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de Troaon pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).	414
Figure 239 : Cartographie des secteurs submergés sur la flèche de Mengleuz pour des niveaux d'eau extrêmes d'occurrence variée (en bleu : secteurs submergés, en jaune et orange : secteurs non-submergés).	415
Figure 240 : Epaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{\text{subm.}}$) par-dessus la crête du Sillon de Talbert levée en mai 2006, pour des niveaux d'eau extrêmes d'une période de retour de 2 ans (A), 5 ans (B), 20 ans (C), 50 ans (D) et 100 ans (E). Variation altitudinale de la crête du Sillon de Talbert entre septembre 2007 et mars 2008 illustrant l'impact de la tempête « Johanna » sur la morphologie du cordon (F).	417
Figure 241 : Organigramme de la méthode préconisée par Cariolet et Suanéz (sous presse) pour l'estimation du risque de submersion marine. Les phénomènes de wave setup sont intégrés à la détermination des niveaux d'eau extrêmes.	418
Figure 242 : Epaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{\text{subm.}}$) pour des niveaux d'eau extrêmes d'une période de retour de 2 ans, 5 ans, 20 ans, 50 ans et 100 ans et modèles de prévision de leur impact morphologique le long du Sillon de Talbert, défini à partir de la Storm Impact Scale de Sallenger (2000) (Stéphan et al., soumis).	422
Figure 243 : Epaisseur de la colonne d'eau ($\Delta_{\text{subm.}}$) lors de l'épisode de submersion marine du 19 mars 2007 et modèle de prévision de son impact morphologique. Sur le graphique, la ligne grise discontinue correspond à la marge d'erreur liée au calcul du runup (σ) ; la ligne grise continue correspond à l'amplitude du swash plus la marge d'erreur ($S+\sigma$). Sur le MNT, les flèches noires correspondent aux zones affectées par un inondation regime et par un sluicing overwash ; les flèches grises correspondent aux zones affectées par un overwash regime et un discrete overwash ; la ligne noire correspond aux zones du cordon submergées (Stéphan et al., soumis).	423
Figure 244 : Modifications morphologiques du Sillon de Talbert entre mai 2006 et septembre 2007. (A) Volume de galets déversés sur le revers du cordon. (B). Variations altitudinales de la crête. (C) Localisation des secteurs affectés par un discrete overwash et par un sluicing overwash d'après les mesures topographiques (Stéphan et al., soumis).	424
Figure 245 : Mesures de protection en rade de Brest (source : Diren Bretagne, Conservatoire Botanique de Brest, Conseil Général du Finistère, 1996).	431
Figure 246 : Localisation des secteurs préférentiels de rechargement sédimentaire le long du profil d'un cordon de galets (d'après Morel, 1997).	436
Figure 247 : Enrochement au pied du Sillon de Talbert (Cliché : D. Halleux, octobre 2004).	439
Figure 248 : Principes de mise en place des filets en géotextile sur le Sillon de Talbert.	440
Figure 249 : Evolution du Sillon de Talbert telle que l'envisage le Conservatoire du Littoral. Les choix de gestion visent donc à maintenir la racine de la flèche dans sa position et à laisser reculer le reste du cordon en évitant sa rupture dans la partie proximale et en espérant, à terme, son ancrage à la pointe de Mer Melen.	442
Figure 250 : Vue aérienne oblique du Sillon de Talbert et des enrochements artificiels mis en place sur le revers à l'automne 2004 (Cliché : D. Halleux, Conservatoire du Littoral, 2007).	444
Figure 251 : Impact supposé des cordons artificiels sur le recul du Sillon de Talbert.	445

Figure 252 :Brèche ouverte dans la partie proximale de la flèche externe du Loc'h en 1993 (Cliché : M. Jonin, 30 mai 1993).....	447
Figure 253 :Scénario d'évolution future réalisés en février 2004 et présenté comme base de réflexion pour déterminer les travaux de restauration à mettre en œuvre.	449
Figure 254 :Propositions de travaux de restauration du site du Loc'h réalisées en février 2004 après la rupture de la flèche interne.	450

Table des photographies

Photographie 1 : A. Vue aérienne oblique de la flèche du Linkin. B. Zoom sur la partie distale (cliché : P. Le Fichant, 2003).	19
Photographie 2 : A. Le Sillon de Talbert dans son ensemble. B. Crochet terminal du Sillon de Talbert (premier plan) et archipel d'Ollone (second plan) séparés par la zone déprimée de Toul Stain au niveau de laquelle s'est rompu le cordon primitif (source : Conservatoire du littoral, 2004).	20
Photographie 3 : Rupture de pente et différenciation granulométrique caractéristiques d'un profil composite (pied de cordon, partie médiane du Sillon de Talbert). (Cliché : P. Stéphan, mai 2006).	24
Photographie 4 : Vue aérienne de la flèche de Dibenn (Cliché : P. Le Fichant, 2003).	25
Photographie 5 : Blocs jonchant l'estran à l'est du site du Loc'h à Landévennec (cliché : P. Stéphan, 11/06/05).	49
Photographie 6 : Glissements et éboulements des falaises de l'anse du Caro en rade de Brest (cliché : S. Suanez).	49
Photographie 7 : Falaises de Cromenach, partie occidentale de l'anse de Bétahon (cliché : P. Stéphan, 2007).	51
Photographie 8 : Falaises taillées dans les schistes dévoniens en rade de Brest. A. Falaises de Porzguen. B. Lames de schistes dans l'anse du Roz. C. Falaise de Troaon (clichés : P. Stéphan).	51
Photographie 9 : Galet transporté par une algue à crampons (Cliché : S. Suanez).	53
Photographie 10 : Lambeau d'un ancien cordon de galets probablement d'âge éémien, soliflué durant le Weichselien et actuellement situé sur l'avant-côte du Sillon de Talbert (cliché : P. Stéphan).	53
Photographie 11 : Bloc de granodiorite du Talbert affecté par la gélifraction (Sillon du Talbert).	55
Photographie 12 : Tombolo simple reliant l'île d'Arun au continent. On notera également en arrière-plan les flèches en chicane d'Arun, abritant un petit marais maritime (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	64
Photographie 13 : Tombolo double du Bindy (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	65
Photographie 14 : Flèche de Kersanton (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	67
Photographie 15 : Flèche de Pont-Callec (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	68
Photographie 16 : Flèche de Saint-Jean (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	69
Photographie 17 : Sillon des Anglais (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	69
Photographie 18 : Flèche de l'Auberlac'h (cliché : P. Stéphan, mars 2004).	70
Photographie 19 : Flèche du Roz (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	71
Photographie 20 : Flèche de Porzguen et son marais maritime (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	72
Photographie 21 : Couple de flèches en vis-à-vis isolant l'anse du Bourg (cliché : S. Le Berre, 12 mai 2005).	73
Photographie 22 : Couple de flèches en chicane de Rosmélec (premier plan) et de Mengleuz (second plan) (cliché : P. Stéphan, 2004).	73
Photographie 23 : Couple de flèches en chicane du Loc'h (source : M. Jonin, années 1970).	74
Photographie 24 : Si les sondages peuvent parfois être réalisés seuls (A, B, C, D), ils nécessitent bien souvent une aide (E). Au niveau des sondages de référence, les échantillons sédimentaires sont prélevés sur une épaisseur de 10 cm le long de la gouge (F). ;81	
Photographie 25 : Jet de rive et nappe de retrait sur le Sillon de Talbert (cliché : P. Stéphan).	150
Photographie 26 : Cales de Keralliou sur les rives de l'Elorn, illustrant l'effet de blocage du transit sédimentaire par les ouvrages transversaux (cliché : Solen Le Berre, Louis Brigand, 22/02/05).	279
Photographie 27 : Enrochement sommital sur la flèche de Dibenn.	287
Photographie 28 : A. Secteur d'alimentation du Sillon des Anglais photographié en décembre 2003 (A et C) et en mars 2008 (B et D) à la suite de la tempête « Johanna ». Les flèches permettent de localiser l'aire de prélèvement sédimentaire par les vagues de tempête au pied du glissement. (clichés : S. Suanez et B. Fichaut).	318
Photographie 29 : Dans le secteur d'alimentation de la flèche du Loc'h, falaise de head partiellement végétalisée (a), récemment rafraîchie à la base lors de la tempête Johanna des 10 et 11 mars 2008 (b). A proximité, affleure en pied de falaise la roche sous-jacente (quartzite) (c). A gauche du cliché, le haut d'estran est jonché de blocs décimétriques à métriques atténuant la compétence des vagues à la base des glissements. (Cliché : B. Fichaut, 21 mars 2008).	319
Photographie 30 : A. Station DGPS installée sur une ancienne borne IGN non-géoréférencée à proximité du Sillon des Anglais. B et C. Le centre de la borne est géoréférencé. D et E. Installation de piquets en acier marquant la tête du profil 2, au sommet de la flèche de Bétahon et en arrière du Sillon de Talbert. F. Clou topographique servant de point de mise en station sur le secteur de Troaon.	333
Photographie 31 : « Discrete overwash » au niveau du profil P075 (Cliché : J.-M. Cariolet, février 2007).	350
Photographie 32 : Impacts morphologiques de la tempête "Johanna" du 10 et 11 mars 2007. A. Nappe de submersion sur la racine dunaire du Sillon de Talbert. B. Dépôts d'overwash au sommet de la dune. C. Projections de galets et blocs par les vagues au sommet de la dune. D. Jet	

	de rive précédent la submersion sur la partie proximale du Sillon. (Clichés : J. Houron, Conservatoire du Littoral, 11 mars 2007).....	353
Photographie 33 :	Impacts morphologiques de la tempête "Johanna" du 10 et 11 mars 2007. A. Lobe de débordement venant s'accoler au cordon artificiel sur le revers du Sillon de Talbert (partie proximale). B. Dans la partie médiane de la flèche, le cordon a été écrêté lors de la tempête et la partie sommitale présente une morphologie très aplatie. C. En avant de la flèche sur l'estran, le recul du cordon a atteint une vingtaine de mètres par endroits et n'a laissé sur place qu'un matériel résiduel. D. Choux marin partiellement déraciné au sommet du Sillon dans la partie distale, attestant un abaissement significatif de la crête. (Clichés A, B, D : J. Houron, Conservatoire du Littoral, 12 mars 2007; cliché C : P. Stéphane, 19 mars 2007).....	354
Photographie 34 :	Vues aériennes obliques des sections est (A) et ouest (B) de la flèche de Mengleuz obtenues à partir d'un survol de drone (clichés : C. Delacourt, mai 2006). C. Revers du cordon sur la section orientale de la flèche de Mengleuz (cliché : P. Stéphane, octobre 2006). D. Pointe de la section occidentale de la flèche de Mengleuz fraîchement déblayée par un engin motorisé afin de nettoyer la cale d'accès à l'estran (cliché : P. Stéphane, octobre 2006). E. Crochet médian sur la section est de la flèche.	360
Photographie 35 :	A. Partie distale de la flèche externe du Loc'h où les courants de jusant sapent la base du revers et exportent les galets vers le bas de l'estran. B. Amorce de brèche au sommet de la flèche externe. C. Erosion par les vagues et recul de la micro-falaise sommitale. (Clichés : P. Stéphane, octobre 2006).	364
Photographie 36 :	Fin de l'épisode de submersion du 19 mars 2007 entre les profils P047 et P059 sur le Sillon de Talbert (Cliché : S. Allanioux, 19 mars 2007).	380
Photographie 37 :	Les phénomènes de submersion sur la flèche de Mengleuz. A. et B. Malgré la faible hauteur des vagues, la submersion du cordon génère un flux d'eau suffisamment puissant pour entraîner un déversement des sédiments sur le revers. C. et D. Flèches de Mengleuz et de Rosmélec lors d'une pleine mer moyenne (C) et lors d'une pleine mer de vive-eau (D). (Clichés A, B, D : P. Stéphane, 27 octobre 2004 ; cliché C : 7 avril 2004).	387
Photographie 38 :	Phénomènes de déversement et recul du Sillon des Anglais dans sa partie distale lors de la tempête « Johanna ». La flèche indique la position de la borne IGN recouverte à la base de galets déversés sur le revers du cordon (Cliché A : 28 décembre 2005, P. Stéphane, Cliché B : 21 mars 2008, B. Fichaut).	389
Photographie 39 :	Epis installés dans la partie proximale de la flèche du Hourdel (clichés : S. Suanez, septembre 2007).	434
Photographie 40 :	Rechargements en galets du haut de plage dans la partie proximale de la flèche du Hourdel (clichés : S. Suanez, septembre 2007).	436
Photographie 41 :	Digue frontale en enrochements mise en place en haut de cordon le long du Sillon de Talbert (Cliché : D. Halleux, 2003).	439
Photographie 42 :	Travaux de suppression de la digue frontale en enrochement sur le Sillon de Talbert (cliché A : D. Halleux, octobre 2004 ; cliché B : Société Marc)	443

Liste des tableaux

Tableau 1 : Datations radiocarbone AMS.	83
Tableau 2 : Données altitudinales utilisées dans le calcul des niveaux marins standardisés (SWLI : Standardised Water Level Index).	90
Tableau 3 : Indices statistiques pour les trois premières composantes de la régression permettant d'évaluer la qualité de la fonction de transfert RATF basée sur les foraminifères, développée en utilisant la régression WA-PLS (la composante 2 utilisée dans notre étude est en gras).	93
Tableau 4 : Comparaison des RMSEP obtenus par les différentes fonctions de transfert développées à travers le monde. N représente le nombre d'échantillons prélevés.	94
Tableau 5 : Liste des levés topographiques effectués pour relever la position actuelle de la ligne de référence.	182
Tableau 6 : Formules testées pour reconstituer les conditions de vagues générées par le vent en rade de Brest (Stéphan, 2006, 008).	238
Tableau 7 : Les différentes formules proposées pour déterminer le R2% où Hs correspond à la hauteur significative des vagues au large, Lo à la longueur d'onde des vagues au large et tan β est la pente de la plage.	245
Tableau 8 : Comparaison entre les hauteurs d'eau estimées par les différentes formules de runup testées et la donnée de terrain.	247
Tableau 9 : Récapitulatif des données utilisées pour l'étude des submersions marines sur les flèches de la rade de Brest.	248
Tableau 10 : Récapitulatif des données utilisées pour l'étude des submersions marines au Sillon de Talbert et découpage de l'analyse en quatre périodes (Stéphan et al., soumis).	249
Tableau 11 : Nombre de PMVE coïncidant avec les 20 plus fortes surcotes enregistrées sur les différentes stations marégraphiques de Bretagne (Pirazzoli, 2000).	296
Tableau 12 : Vitesses de recul des falaises du Caro, de Dibenn et de Cromenach obtenues par traitement numérique de photographies aériennes et marges d'erreurs associées.	309
Tableau 13 : Estimation des volumes moyens annuels de sédiments livrés par les falaises du Caro, de Dibenn et de Cromenach et marges d'erreurs associées.	312
Tableau 14 : Inventaire des levés topo-morphologiques utilisés sur le Sillon de Talbert (en grisé : suivi à haute fréquence le long des profils).	337
Tableau 15 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur le site de Mengleuz.	355
Tableau 16 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur le site du Loc'h.	361
Tableau 17 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur le Sillon des Anglais.	365
Tableau 18 : Inventaire des levés topo-morphologiques réalisés sur le site de Troaon.	368
Tableau 19 : Inventaire des levés topo-morphologiques effectués sur la flèche de Bétahon.	370
Tableau 20 : Comparaison des évolutions observées à court et à moyen terme sur quelques flèches de galets de Bretagne.	373
Tableau 21 : Niveaux d'eau extrêmes (marée prédite + surcote + wave setup + swash runup) d'occurrence variée déterminés par la loi de Gumbel (méthode des moments) appliquée aux maxima annuels (période 1955-2006) sur les sites d'étude en rade de Brest.	405
Tableau 22 : Niveaux d'eau extrêmes (marée prédite + surcote + wave setup + swash runup) d'occurrence variée déterminés par la loi de Gumbel (méthode des moments) appliquée aux maxima annuels (période 1979/2007) sur le Sillon de Talbert.	406

Table des matières

Remerciements	3
Sommaire	4
Introduction générale	5
PREMIERE PARTIE : DES HERITAGES	11
CHAPITRE 1 : PRESENTATION DES FLECHES DE GALETS DE BRETAGNE.....	12
1- Les caractéristiques morphosédimentaires des flèches de galets de Bretagne	13
1-1- Morphologie générale des flèches de galets.....	13
1-1-1- ... en rade de Brest.....	13
1-1-1-1- Longueur	13
1-1-1-2- Largeur.....	14
1-1-1-3- Crochet distal	14
1-1-1-4- Volume	14
1-1-1-5- Altitude	14
1-1-1-6- Pentés et profils des cordons	16
1-1-1-7- Morphologie du bas de plage	17
1-1-1-8- Morphologie des zones d'arrière-cordon.....	17
1-1-2- ... sur la façade septentrionale de Bretagne (flèche du Linkin et Sillon de Talbert).....	18
1-1-2-1- La flèche du Linkin	18
1-1-2-2- Le Sillon de Talbert	19
1-1-3- ... sur la façade méridionale de Bretagne (flèches de Dibenn et de Bétahon)	24
1-1-3-1- La flèche de Dibenn	24
1-1-3-2- La flèche de Bétahon	25
1-2- Caractéristiques sédimentaires des flèches de galets.....	26
1-2-1- Analyses granulométriques et morphométriques des galets.....	27
1-2-1-1- Etude des galets des plages : rappel méthodologique.....	27
1-2-1-2- Analyse des galets des cordons et flèches littorales en rade de Brest.....	28
1-2-1-3- Analyse des galets du Sillon de Talbert	30
1-2-2- Analyse granulométrique des flèches à partir de l'ensemble des fractions granulométriques.....	31
1-2-2-1- Rappel méthodologique	31
1-2-2-2- En rade de Brest	32
1-2-2-3- Sur la flèche de Bétahon.....	35
1-2-2-4- L'importance de la fraction sableuse.....	36
1-3- Conclusion partielle	36
2- L'inégale répartition des accumulations de galets sur le littoral de Bretagne : le reflet d'une disponibilité variable en matériel grossier.....	37
2-1- Répartition inégale des accumulations de galets en Bretagne	37
2-2- Les galets : un matériel hérité	38
2-2-1- Préparation ou dépôt du matériel grossier sur la plate-forme continentale	39
2-2-2- Transgression holocène et mobilisation du matériel grossier.....	44
2-3- Les sources actuelles de galets	48
2-3-1- Le rôle des falaises dans l'alimentation des rivages en galets.....	48
2-3-1-1- Les falaises de Head.....	48
2-3-1-2- Les autres falaises meubles.....	50
2-3-1-3- Les falaises rocheuses.....	51
2-3-2- Le remaniement des dépôts immergés dans les petits fonds	52
2-3-3- L'érosion des formes sédimentaires héritées ou fossiles sur l'estran	52
2-3-4- Le démantèlement des platiers rocheux	54
2-3-5- La fraction sableuse interstitielle	55
2-4- Conclusion partielle	56
3- Le découpage du littoral : facteur favorable à la mise en place des flèches en rade de Brest.....	57
3-1- Les rivages de la rade de Brest : un découpage sous le contrôle de la structure.....	57
3-2- Cellule hydrosédimentaire de dimension modeste et petitesse des flèches littorales en rade de Brest	58
3-3- Variété des conditions d'exposition et diversité morphologique des formes d'accumulation	62
3-3-1- Les queues de comète.....	63
3-3-2- Les tombolos.....	64
3-3-3- Les flèches sub-parallèles à la côte	66
3-3-3-1- La flèche de Kersanton	66
3-3-3-2- Les flèches du Pédel.....	67
3-3-3-3- La flèche de Pont-Callec	67
3-3-3-4- Les flèches de la rivière de Daoulas	68

3-3-3-5- La flèche de Saint-Jean	68
3-3-3-6- Le Sillon des Anglais	69
3-3-4- Les flèches barrant une anse ou une ria	70
3-3-4-1- Le sillon de l'Auberlac'h	70
3-3-4-2- La flèche du Roz	71
3-3-4-3- La flèche de Porzguen	71
3-3-5- Les flèches en vis-à-vis ou en chicane	72
3-3-5-1- Les flèches en vis-à-vis de l'anse du Bourg	72
3-3-5-2- Les flèches en chicane de Mengleuz et de Rosmélec	73
3-3-5-3- Les flèches du Loc'h	74
3-4- Conclusion partielle	75
4- Conclusion	75
CHAPITRE 2 : MISE EN PLACE ET ÉVOLUTION HOLOCÈNE DES FLÈCHES DE GALETS	77
1- Méthode d'étude des enregistrements sédimentaires holocènes	78
1-1- Sondages et prélèvements sédimentaires	78
1-2- Le recours aux datations radiocarbone	81
1-2-1- Principe et limites des datations radiocarbone	81
1-2-1-1- Une calibration nécessaire	82
1-2-1-2- Un « effet réservoir » difficile à prendre en compte	82
1-2-1-3- Des résultats non dénués d'erreurs	82
1-2-2- Les datations réalisées	82
1-3- L'analyse granulométrique	84
1-4- L'analyse de la microfaune	84
1-4-1- Utilisation des foraminifères comme indicateurs des transformations paléoenvironnementales	84
1-4-2- Utilisation des foraminifères comme indicateurs du niveau de sédimentation	85
1-5- Conclusion partielle	85
2- Mise en place et utilisation d'une fonction de transfert basée sur les foraminifères	86
2-1- Principes généraux d'une fonction de transfert	86
2-2- Etape 1 : définition des analogues modernes	87
2-2-1- Les sites de prélèvements sédimentaires	87
2-2-2- Prélèvements sédimentaires et levés topographiques	88
2-2-3- Tamisage et comptage en laboratoire	90
2-2-4- Répartition des foraminifères le long des transects	90
2-3- Etape 2 : développement de la fonction de transfert	92
2-4- Etape 3 : application de la fonction de transfert	94
2-5- Conclusion partielle	95
3- Evolution paléoenvironnementale des systèmes cordons littoraux/marais maritimes et anciennes positions de la ligne de rivage	96
3-1- Evolution du site de Troaon	96
3-1-1- Géométrie des dépôts sédimentaires holocènes	96
3-1-1-1- Unité 1	96
3-1-1-2- Unité 2	99
3-1-1-3- Unité 3	100
3-1-2- Interprétations paléoenvironnementales	100
3-2- Evolution du site de Porzguen	101
3-2-1- Géométrie des dépôts holocènes	101
3-2-1-1- Unité 1	104
3-2-1-2- Unité 2	104
3-2-1-3- Unité 3	105
3-2-2- Interprétations paléoenvironnementales	105
3-3- Evolution du site d'Arun	106
3-3-1- Géométrie des dépôts holocènes	106
3-3-1-1- Unité 1	106
3-3-1-2- Unité 2	108
3-3-1-3- Unité 3	108
3-3-1-4- Unité 4	108
3-3-1-5- Unité 5	111
3-3-1-6- Unité 6	112
3-3-2- Interprétations paléoenvironnementales	113
3-4- Synthèse des résultats et conclusion partielle	114
4- Conclusion	116
CHAPITRE 3 : RÔLE DES VARIATIONS HOLOCÈNES DU NIVEAU MARIN DANS L'ÉVOLUTION DU COUPLE CORDON LITTORAL / MARAIS MARITIME	119
1- La remontée et les variations holocènes du niveau marin	120
1-1- La remontée du niveau marin au cours de l'Holocène sur les côtes françaises	120
1-2- Les variations holocènes du niveau marin en Bretagne occidentale	123

1-3- Les variations holocènes du niveau marin en rade de Brest : courbes basées sur l'analyse des foraminifères	125
1-3-1- Premiers résultats	125
1-3-2- Les problèmes d'ordre méthodologique	127
1-3-2-1- Le tassement des sédiments.....	127
1-3-2-2- La tectonique récente.....	127
1-3-2-3- Les erreurs inhérentes aux fonctions de transfert	128
1-3-3- Une nécessaire comparaison avec les courbes régionales	129
1-4- Conclusion partielle	131
2- Forçages naturels et évolution des systèmes littoraux de la rade de Brest à l'Holocène	132
2-1- Elévation du niveau marin et remplissage sédimentaire des marais maritimes.....	132
2-1-1- Le début du Subboréal : mise en place des tourbières dans un contexte de stabilité du niveau marin	132
2-1-2- Reprise de la transgression marine et inondation des tourbières littorales au cours du Subboréal	136
2-1-3- Fin du Subboréal : un remplissage sédimentaire rapide dans un contexte de forte transgression marine	136
2-1-4- Le hiatus sédimentaire au Subboréal/Subatlantique : évolution des marais maritimes en contexte de régression marine	137
2-1-5- De l'âge du Fer à nos jours : atterrissement progressif des marais maritimes.....	137
2-2- Transgression marine et événements tempétueux : facteur d'instabilité des flèches de galets à long terme	138
2-3- Rôle des conditions d'exposition dans la mobilité à long terme des cordons littoraux.....	139
2-4- Conclusion partielle	140
3- Conclusion	141
Conclusion de la première partie	142
DEUXIEME PARTIE : DES HERITAGES...EN VOIE DE DILAPIDATION.....	145
CHAPITRE 1 : MOBILITÉ RÉCENTE DES FLÈCHES DE GALETS	147
1- Les agents de la morphogenèse : acteurs de la mobilité récente des flèches de galets	148
1-1- La houle et le vent : le mouvement des eaux de surface	148
1-1-1- Effets de la houle sur les cordons de galets.....	149
1-1-1-1- Agent de transport longitudinal.....	149
1-1-1-2- Agent de transport transversal	150
1-1-1-3- Contribution de la houle à la génération des niveaux d'eau extrêmes.....	151
1-1-2- Caractéristiques des houles sur les côtes exposées de Bretagne	152
1-1-2-1- Aspects généraux	152
1-1-2-2- Saisonnalité des conditions de houle	156
1-1-3- Caractéristiques des vagues en milieu abrité : la rade de Brest	157
1-1-3-1- Les secteurs de la rade soumis à l'action des houles atlantiques	157
1-1-3-2- Les vagues de vent.....	159
1-1-3-3- Caractéristiques des vents en rade de Brest	160
1-2- La marée : effets induits par les fluctuations du niveau d'eau à la côte.....	162
1-2-1- Le marnage en Bretagne	162
1-2-2- L'action des courants de marée	163
1-2-3- Les surcotes.....	166
1-3- Conclusion partielle	167
2- Évolution à moyen terme du bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne.....	168
2-1- Méthodologie et traitement des données	168
2-1-1- Présentation des cartes anciennes	170
2-1-1-1- Les cartes utilisées dans une approche descriptive	170
2-1-1-2- Les cartes utilisées dans une approche quantitative.....	171
2-1-2- Le traitement numérique des photographies aériennes et des cartes anciennes	173
2-1-2-1- L'approche cinématique	173
2-1-3- La correction géométrique des photographies aériennes	176
2-1-3-2- La correction géométrique des cartes anciennes.....	178
2-1-3-3- L'acquisition des données de mobilité littorale	179
2-1-3-4- Le calcul des marges d'erreur	179
2-1-3-5- La détermination des tendances	180
2-1-4- L'acquisition des traits de côte actuels par la mesure topographique	181
2-1-4-1- Mode d'acquisition des données topographiques	181
2-1-4-2- Les données supplémentaires	183
2-2- Évolution des flèches de galets à l'échelle centennale.....	184
2-2-1- Approche descriptive.....	184
2-2-1-1- Evolution des flèches du Loc'h.....	184
2-2-1-2- Évolution des flèches de Troaon	185
2-2-1-3- Évolution du Sillon de Talbert.....	186

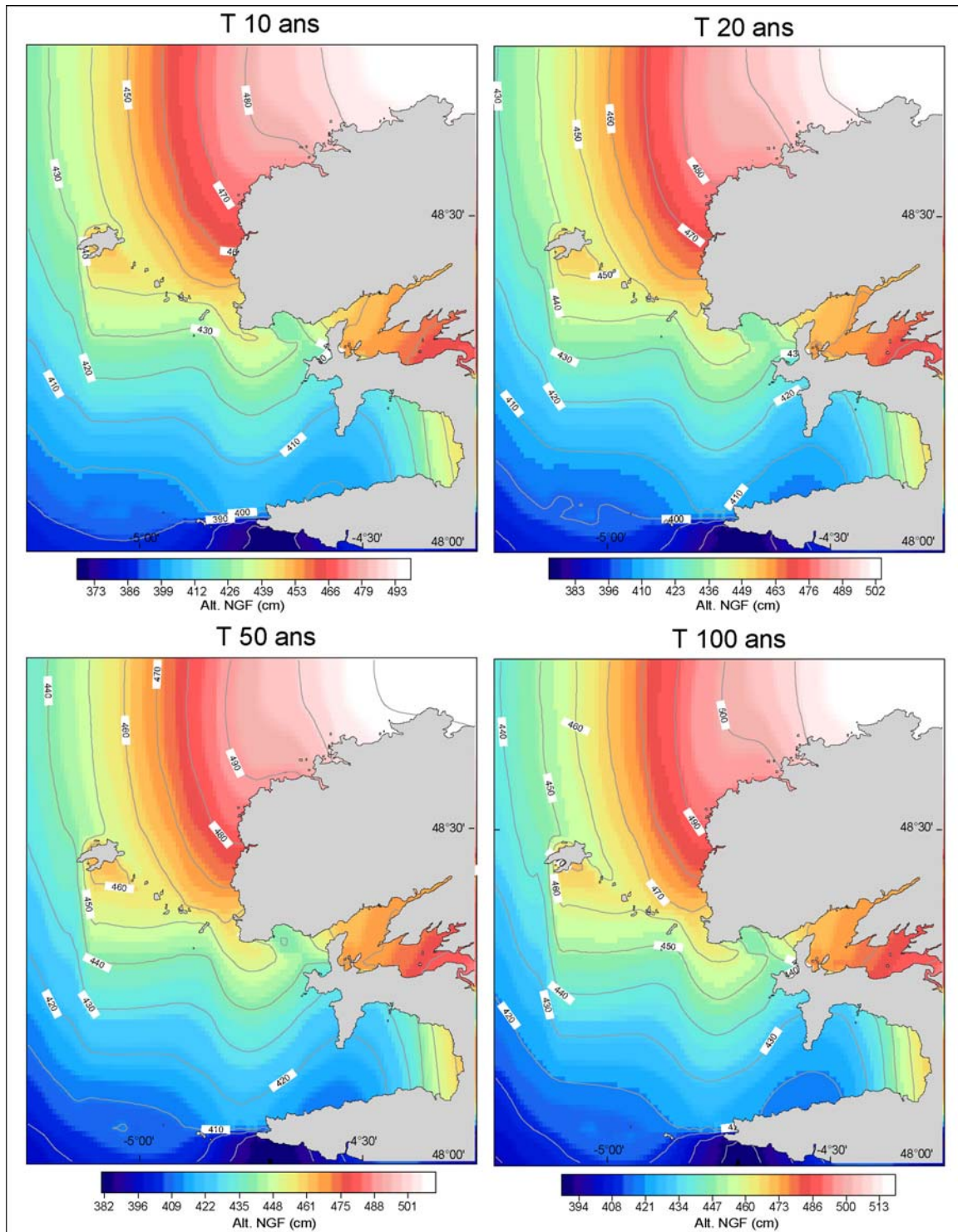
2-2-2- Approche quantitative	190
2-2-2-1- Façade septentrionale de Bretagne : les flèches du Linkin et le Sillon de Talbert.....	190
2-2-2-2- Façade occidentale de Bretagne : les flèches de la rade de Brest.....	192
2-2-2-3- Façade méridionale de Bretagne : les flèches de Dibenn et de Bétahon.....	194
2-2-2-4- Constat général à l'échelle régionale : une érosion généralisée des flèches de galets	194
2-3- Évolution des flèches de galets de Bretagne à l'échelle pluri décennale	195
2-3-1- Bilan régional de soixante ans d'évolution des flèches de galets en Bretagne	195
2-3-1-1- Façade septentrionale de Bretagne : les flèches du Linkin et le Sillon de Talbert.....	195
2-3-1-2- Façade occidentale de Bretagne : les flèches de la rade de Brest.....	196
2-3-1-3- Façade méridionale de Bretagne : les flèches de Dibenn et de Bétahon.....	199
2-3-2- Périodicité	200
2-3-3- Erosion des flèches de galets à l'échelle régionale : une situation plus nuancée	200
2-4- Conclusion partielle.....	200
3- Les comportements morphodynamiques des flèches de galets à moyen terme	201
3-1- Typologie des comportements morphodynamiques des flèches de galets	201
3-1-1- Principe d'orientation des flèches de galets	201
3-1-2- Une phase transitoire : la cannibalisation.....	203
3-1-3- Les étapes de développement morphologique des cordons	205
3-2- Les cordons en phase de consolidation, de stabilité et de cannibalisation.....	206
3-2-1- La flèche de Bétahon : un cas de consolidation et d'engraissement.....	206
3-2-2- Stabilité des flèches de fond de ria en rade de Brest : le cas des flèches de Kerroulé, Porzguen, Pont-Callec, Kerloziou et Kerneiz	207
3-2-2-1- La flèche de Porzguen	208
3-2-2-2- La flèche de Kerroulé	208
3-2-3- Macro-cannibalisation : le cas des flèches de Troaon, de Dibenn, et du Linkin	209
3-2-3-1- La flèche de Troaon	210
3-2-3-2- La flèche de Dibenn	211
3-2-3-3- La flèche du Linkin	213
3-2-4- Micro-cannibalisation : le cas du Sillon des Anglais, de la flèche de Saint-Jean.....	214
3-2-4-1- Evolution de la flèche de Saint-Jean	214
3-2-4-2- Evolution du Sillon des Anglais	215
3-3- Les cordons en phase de rupture.....	215
3-3-1- Recul par faible rollover : évolution des flèches de l'Auberlarc'h et du Roz	215
3-3-2- Recul par rollover rapide : les flèches de Mengleuz, du Loc'h de Landévennec et le Sillon de Talbert.....	216
3-3-2-1- La flèche de Mengleuz	217
3-3-2-2- Les flèches du Loc'h de Landévennec	218
3-3-2-3- Le Sillon de Talbert	221
3-3-3- Les flèches en démantèlement : le cas de la flèche du Faou.....	224
3-4- Conclusion partielle	225
4- Conclusion	226
CHAPITRE 2 : RÔLE DES ÉPISODES DE SUBMERSION MARINE DANS LA MOBILITÉ RÉCENTE DES FLÈCHES DE GALETS	229
1- Caractérisation des épisodes de submersion marine : aspects méthodologiques.....	230
1-1- La submersion marine et son impact sur les cordons de galets	230
1-1-1- Définition et formulation du contexte de submersion	230
1-1-2- Vers une classification de l'impact morphologique des submersions marines	232
1-1-2-1- La typologie de Orford et al. (1991).....	232
1-1-2-2- La « Storm Impact Scale » de Sallenger (2000).....	233
1-2- Définition d'un seuil altitudinal à la submersion	235
1-3- Détermination du contexte hydrodynamique : les données de vagues	236
1-3-1- Les données de vagues utilisées en rade de Brest.....	236
1-3-2- Les données de vagues utilisées sur le Sillon de Talbert.....	240
1-4- Estimation des hauteurs d'eau extrêmes	241
1-4-1- Les données marégraphiques.....	241
1-4-2- Le calcul du wave setup et de swash runup.....	243
1-5- Synthèse des données utilisées et résolution spatiale de l'analyse	247
1-5-1- Résolution spatiale.....	247
1-5-2- Période couverte par l'analyse	248
1-6- Conclusion partielle	249
2- Impact des submersions marines sur le recul des flèches de galets	250
2-1- Des réponses morphologiques variables face aux submersions marines en rade de Brest.....	250
2-1-1- Une évolution indépendante des submersions marines.....	250
2-1-2- Les flèches fortement contrôlées par les submersions marines.....	252

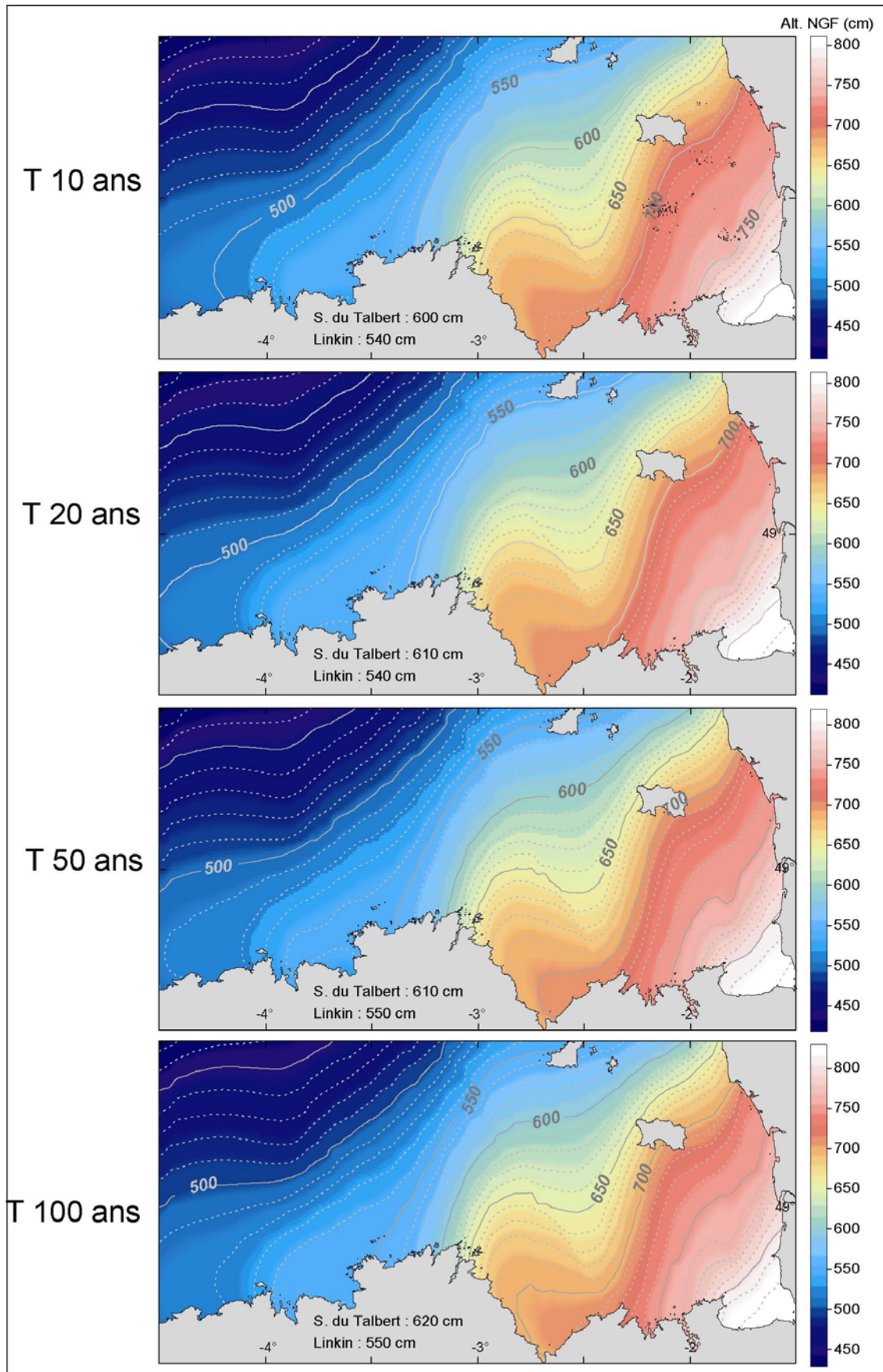
2-1-3- Les flèches peu sensibles aux submersions marines	252
2-2- Le rôle des submersions marines dans le recul du Sillon de Talbert.....	255
2-2-1- Variabilité spatiale et temporelle des submersions marines.....	255
2-2-2- Un recul directement lié aux submersions marines.....	256
2-3- Conclusion partielle	258
3- Le fonctionnement morphosédimentaire à moyen terme des flèches de galets : synthèse	258
3-1- Trois types de fonctionnement morphosédimentaire reconnus en rade de Brest.....	258
3-1-1- Les flèches de type SAB et les flèches de type DAB : une sensibilité variable à la submersion	259
3-1-2- Vitesses de recul par rollover et inertie des flèches de galets.....	261
3-2- Le rôle des événements météo-marins paroxysmaux : vulnérabilité morphodynamique, capacité d'auto-organisation et rupture des flèches de galets	262
3-2-1- Incapacité à l'auto-organisation : le cas de la flèche du Loc'h	262
3-2-2- Une forte capacité d'auto-organisation : le Sillon de Talbert.....	264
3-3- Facteurs déterminant l'impact morphologique des submersions le long des flèches de galets : analyse à partir du Sillon de Talbert.....	264
3-3-1- La topographie de l'avant-côte	265
3-3-2- La hauteur de la crête	266
3-3-3- L'inertie	267
3-3-4- Le bilan sédimentaire	267
3-3-5- Synthèse	268
3-4- Conclusion partielle	269
4- Conclusion	270
CHAPITRE 3 : LES CAUSES DU REcul DES FLÈCHES DE GALETS	273
1- Le rôle des forçages anthropiques sur le bilan sédimentaire des flèches de galets	274
1-1- Influence des actions anthropiques sur les sources sédimentaires.....	274
1-1-1- Stabilisation des falaises et réduction des apports sédimentaires associés	274
1-1-2- Les apports sédimentaires d'origine anthropique en rade de Brest	276
1-2- Perturbations du transit sédimentaire en direction des flèches	278
1-2-1- Impact des aménagements côtiers sur le transit sédimentaire	278
1-2-2- Drainage, poldérisation des marais d'arrière-cordon : modification des courants de marée	280
1-3- Impacts anthropiques sur les accumulations.....	281
1-3-1- La destruction de nombreuses flèches en rade de Brest	281
1-3-2- Les prélèvements de galets sur les flèches	281
1-3-3- L'artificialisation des flèches.....	284
1-3-4- La surfréquentation	287
1-3-5- L'ouverture de brèches artificielles dans les flèches	288
1-4- Conclusion partielle	289
2- Le rôle de l'évolution des forçages météo-marins dans le recul des flèches de galets.....	289
2-1- L'élévation du niveau moyen de la mer et le recul des cordons de galets.....	290
2-1-1- Le niveau moyen de la mer en Bretagne depuis deux siècles : une lente remontée	290
2-1-2- ...dont l'impact sur l'évolution des flèches de galets reste négligeable	291
2-2- L'évolution récente des conditions tempétueuses en Bretagne.....	292
2-2-1- Evolution du régime des vents et fréquence des tempêtes.....	292
2-2-2- Evolution des surcotes en Bretagne.....	294
2-2-3- Evolution des conditions de houle en Bretagne	296
2-2-3-1- Les changements dans la direction des houles.....	296
2-2-3-2- Les changements dans la hauteur des houles	297
2-2-4- Synthèse	299
2-3- Vers une augmentation des submersions marines ?.....	300
2-3-1- Evolution de la fréquence des submersions marines au Sillon de Talbert entre 1979 et 2006	300
2-3-2- Evolution de la fréquence des épisodes de hauts niveaux marins propices à l'érosion du front de végétation sur les flèches de la rade de Brest entre 1955 et 2006.....	300
2-4- Conclusion partielle	302
3- Alimentation contemporaine des flèches de galets : épuisement des sources d'approvisionnement sédimentaire ?	302
3-1- Tentative de quantification des apports par les falaises meubles.....	303
3-1-1- Analyse du recul des falaises par photo-interprétation.....	303
3-1-1-1- Rappel méthodologique	303
3-1-1-2- Evolution des falaises de Cromenach et des secteurs adjacents.....	304
3-1-1-3- Evolution des falaises de Dibenn	305
3-1-1-4- Evolution des falaises du Caro	307
3-1-1-5- Données utilisées pour la quantification des volumes.....	309
3-1-2- Méthode de quantification des apports sédimentaires par le recul des falaises.....	309

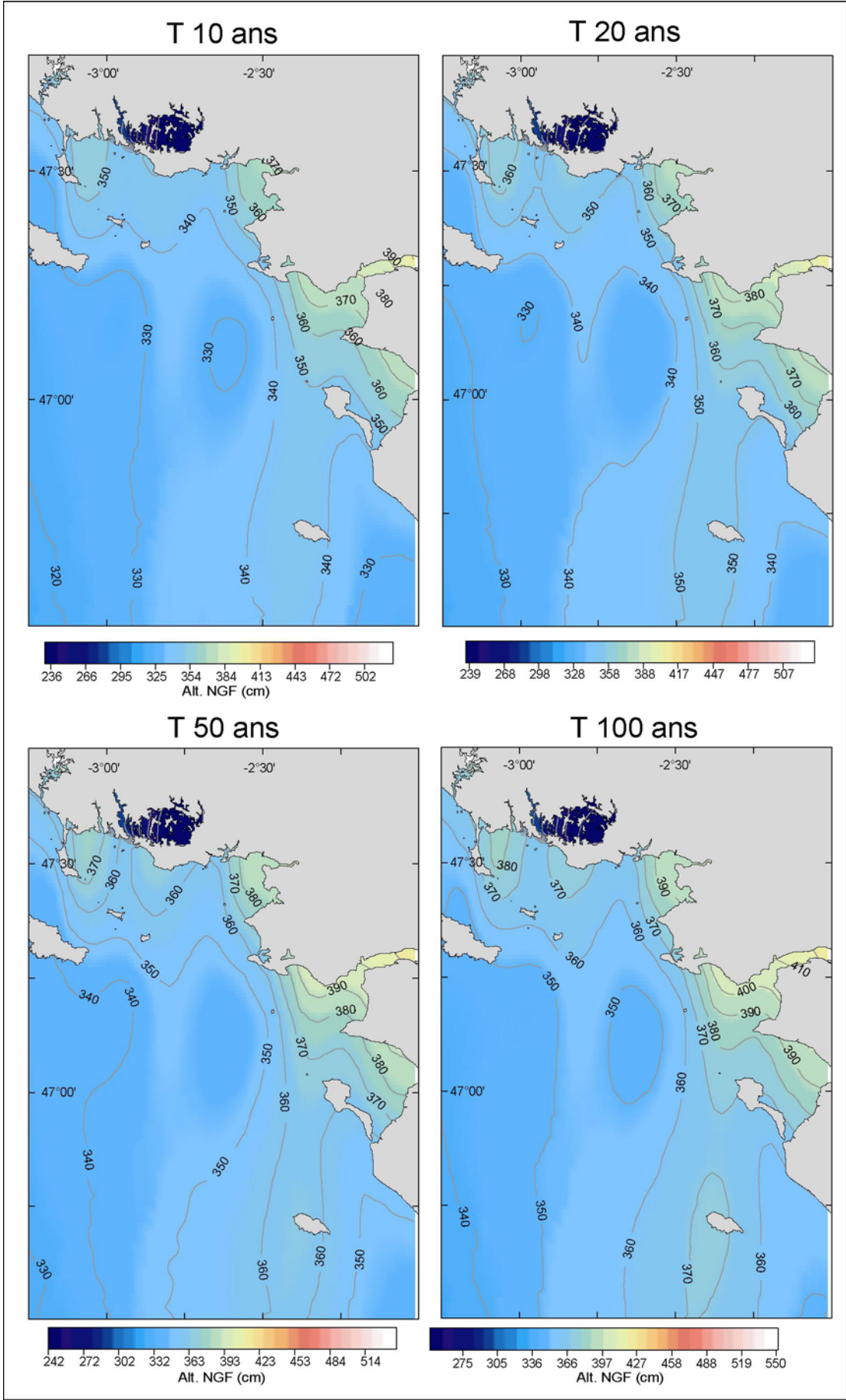
3-2- Le rôle de ces apports dans le bilan sédimentaire côtier et l'alimentation des flèches de galets	312
3-3- De l'abondance à la pénurie sédimentaire : discussion.....	316
3-3-1- Les flèches de galets : des formes sédimentaires reliques ?	316
3-3-2- Les falaises : une source sédimentaire épuisée ?	317
3-3-3- Un constat à généraliser à l'ensemble des rivages de Bretagne ?	319
3-4- Conclusion partielle	322
4- Conclusion	323
Conclusion de la deuxième partie.....	325
TROISIEME PARTIE : DES HERITAGES...EN VOIE DE DILAPIDATION...DONT L'AVENIR EST INCERTAIN	329
CHAPITRE 1 : MOBILITÉ ACTUELLE DES FLÈCHES DE GALETS	331
1- Acquisition et traitement des données topo-morphologiques	332
1-1- Instrumentation et protocole des levés topographiques	332
1-2- Précision de la mesure topographique	335
1-3- Méthode d'analyse et traitement des données topo-morphologiques	335
1-3-1- Les profils topographiques	335
1-3-2- Les modèles numériques de terrain	335
1-4- Conclusion partielle	336
2- Mobilité actuelle de quelques flèches de galets de Bretagne.....	336
2-1- Le recul des flèches par rollover.....	336
2-1-1- Le recul épisodique du Sillon de Talbert	336
2-1-1-1- Rappel des données utilisées	337
2-1-1-2- Analyse des MNT (2002-2007)	338
2-1-1-3- Suivi à haute fréquence le long des profils topographiques (mai 2006- septembre 2007).....	347
2-1-1-4- Impact morphologique de la tempête « Johanna » du 10-11 mars 2008	352
2-1-1-5- Synthèse et bilan des évolutions morphologiques entre 2002 et 2007	355
2-1-2- Le recul régulier de la flèche de Mengleuz.....	355
2-2- La rupture d'une flèche : le cas du Loc'h.....	359
2-3- Une évolution par micro-cannibalisation : le cas du Sillon des Anglais	365
2-4- Les situations d'engraissement... ..	367
2-4-1- ...liées aux apports longitudinaux : le cas de la flèche du Roz	367
2-4-2- ...liées aux apports provenant du bas d'estran : le cas de la flèche de Troaon	368
2-5- Une situation de stabilité : la flèche de Bétahon	370
2-6- Conclusion partielle	372
3- Rôle des forçages météo-marins dans la mobilité actuelle des flèches de galets	374
3-1- Rappel méthodologique	374
3-2- Sur le Sillon de Talbert	374
3-2-1- Première période de faible activité morphogène (2002/2006).....	375
3-2-2- Vers un renforcement des conditions morphogéniques (2006/2007).....	380
3-2-3- Un épisode morphogène paroxysmal : la tempête « Johanna » du 10-11 mars 2008	381
3-2-4- Synthèse des conditions morphogènes sur la période 2002/2008	382
3-3- En rade de Brest	383
3-3-1- Aspects généraux	383
3-3-2- Flèches du Roz et du Sillon des Anglais	384
3-3-3- Flèche de Troaon	385
3-3-4- Flèche du Loc'h.....	385
3-3-5- Flèche de Mengleuz (section orientale)	386
3-4- Conclusion partielle	386
4- Conclusion	388
CHAPITRE 2 : APPROCHES PRÉVISIONNELLES DE L'ÉVOLUTION DES FLÈCHES DE GALETS	391
1- Prévoir la mobilité des flèches de galets.....	392
1-1- Principes méthodologiques	392
1-2- Prévision de l'évolution de quelques flèches de galets de Bretagne	393
1-2-1- Le recul futur du Sillon de Talbert	393
1-2-2- Le recul de la flèche orientale de Mengleuz.....	397
1-2-3- Evolution future de l'anse de Bétahon : érosion des falaises de Cromenach, recul du cordon de la Bédume et avancée de la flèche de Bétahon	398
1-3- Les limites de l'analyse prévisionnelle.....	401
1-4- Conclusion partielle	402
2- Prévoir et cartographier la submersion marine le long des flèches de galets.....	402
2-1- Description de la méthode.....	402
2-2- Résultats en rade de Brest	405
2-2-1- Les flèches peu sensibles aux submersions marines	407
2-2-2- Les flèches occasionnellement affectées par les submersions marines	407

2-2-3- Une flèche fréquemment submergée : la flèche de Mengleuz	412
2-3- Résultats sur le Sillon de Talbert.....	416
2-4- Conclusion partielle	419
3- Prévoir l'impact morphologique des submersions marines sur les flèches de galets	420
3-1- Hiérarchisation des réponses morphologiques à partir de la Storm Impact Scale de Sallenger (2000)	420
3-2- Application de la Storm Impact Scale et cartographie de l'impact morphologique potentiel des niveaux d'eau extrêmes	421
3-3- Validation de l'analyse prévisionnelle.....	423
3-4- Conclusion partielle	425
4- Conclusion	425
CHAPITRE 3 : LA GESTION DES FLÈCHES DE GALETS DE BRETAGNE.....	429
1- Les principes d'une gestion des flèches de galets	430
1-1- L'intérêt d'une gestion des flèches de galets.....	430
1-1-1- Les flèches de galets : premier rempart contre la submersion des marais maritimes.....	430
1-1-2- Un patrimoine géomorphologique à préserver et à valoriser.....	431
1-2- Les moyens techniques d'une gestion	433
1-2-1- Les méthodes « lourdes » de stabilisation	433
1-2-2- Les méthodes « douces » accompagnatrices	435
1-3- Conclusion partielle	437
2- Expériences de gestion sur les flèches de galets : étude du Sillon de Talbert et des flèches du Loc'h	437
2-1- La gestion du Sillon de Talbert.....	438
2-1-1- Les erreurs du passé : échec des tentatives de stabilisation du cordon (1974/1994).....	438
2-1-2- L'acceptation d'un inévitable recul (1994/2008).....	441
2-2- La gestion de la flèche du Loc'h.....	446
2-2-1- Une politique de gestion novatrice	446
2-2-2- Rupture récente de la flèche interne et devenir du site.....	448
2-3- Conclusion partielle	450
3- Conclusion	451
Conclusion de la troisième partie	453
Conclusion générale	457
Références bibliographiques	463
Table des figures	486
Table des photographies	494
Liste des tableaux.....	496
Table des matières	497
Annexes	504

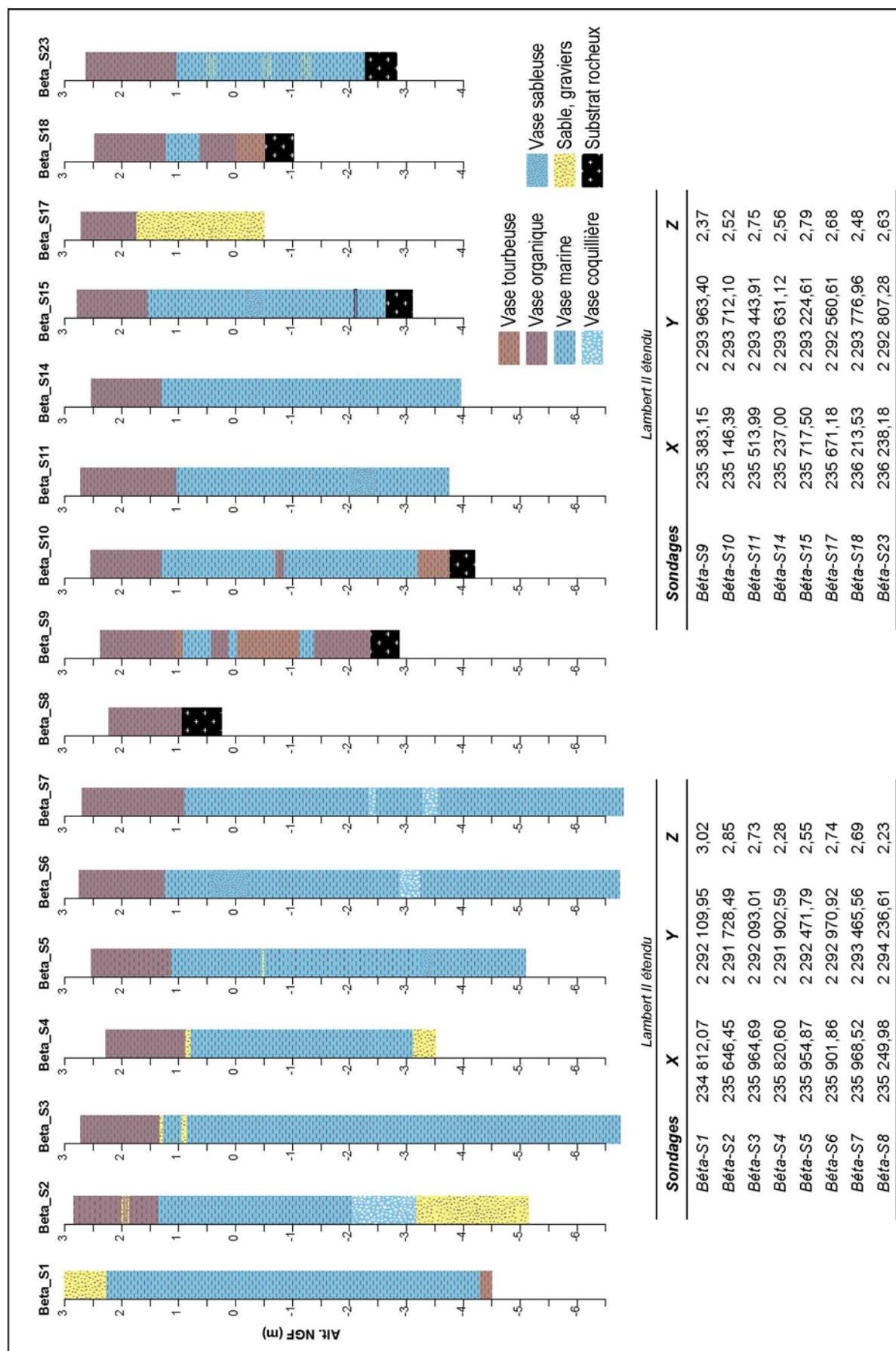
Annexes 1 – Niveaux d'eau extrêmes à la côte pour différentes périodes de retour (T) déterminés par convolution des surcotes et de la marée astronomique (source : SHOM).





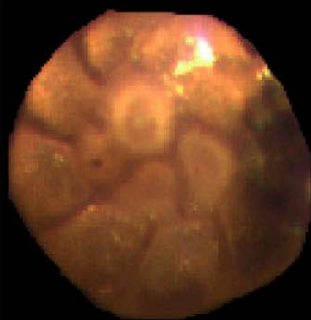


Annexe 2 – Sondages effectués dans le marais de Bétahon.



Annexe 3 – Description des principales espèces de foraminifères rencontrées dans les séquences stratigraphiques des marais maritimes étudiés en rade de Brest.

Ammonia beccarii (Linné)



Face spirale

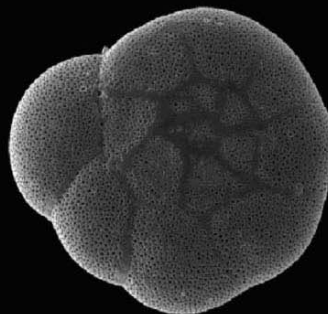
0 100 µm

Imagerie MEB in Ellen T. (2006) - *Maps of Benthic Foraminiferal Distribution and Environmental Changes in Long Island Sound between the 1940s and the 1990s.*

100 µm



Face ombilicale



Face spirale

Éléments d'identification :

L'essai biconvexe est enroulé. Du côté en spirale, les sutures deviennent épaisses et ne sont pas perforées. Le côté en spirale est profondément enfoncé, et ornementé avec des tubercules. Le contour du test est arrondi. Du côté ombilical, les sutures sont déprimées et sont épaissies avec des croissances tuberculeuses en particulier à leur extrémité. L'ombilic est parfois obstrué par un agrégation de calcite. L'ouverture est une fente intermarginale.

Le diamètre moyen est d'environ 0.4 millimètre (la classe de grandeur est très variable). A. Beccarii inclut un très grand nombre de variantes qui sont parfois séparées.

Distribution :

A. Beccarii vit dans les marais hyosalins et dans les estuaires. Sa répartition est très vaste, aussi bien aux Etats-Unis (Long Island) qu'en mer du Nord ou en mer Celtique.

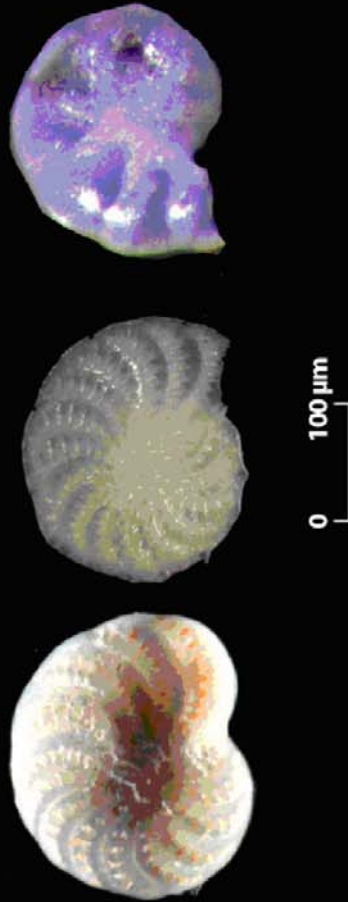
in Rosendahl et al. (2007) - Journal of Archaeological Science.



Face ombilicale

Elphidium spp.

Différents faciès de *Elphidium* spp.



Éléments d'identification :

Le test est enroulé en spirale, avec généralement de 7 à 9 chambres. Les sutures sont profondément marquées, croisées par des segments courts et ornementés. Il en est de même pour les secteurs ombilicaux. Sa taille moyenne est d'environ 0,3 mm.

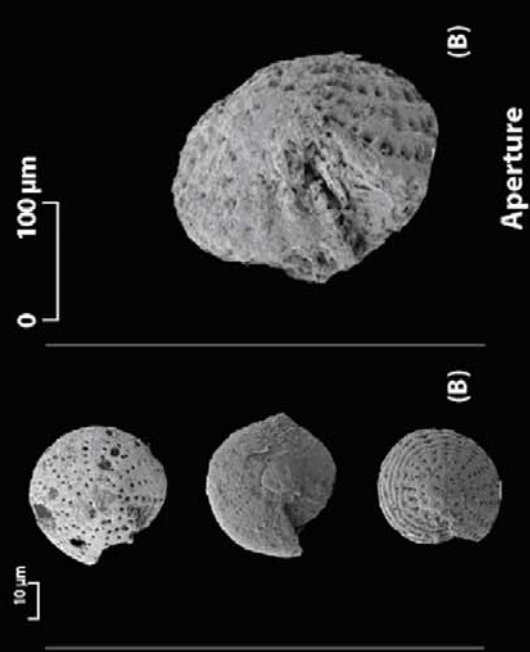
Distribution :

Elphidium spp. vit dans les marais maritimes à faible salinité. Cette espèce a la particularité d'être euryhaline durant l'automne (Murray, 1968).

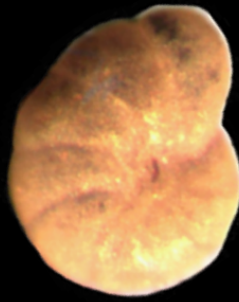
(A) Imagerie MEB in Murray *et al.* (1971) - *An Atlas of British Recent Foraminiferids*.
(B) Imagerie MEB in Rosendahl *et al.* (2007) - *Journal of Archaeological Science*.



1 à 3 - Vue générale

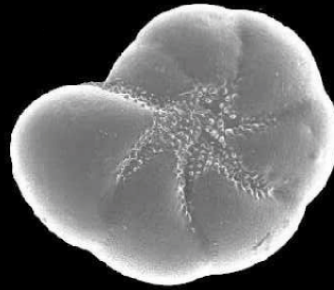


Haynesina Germanica (Ehrenberg)

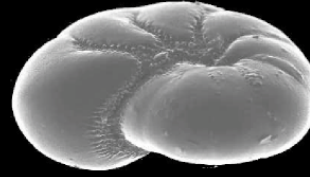


0 100 µm

0 100 µm



Face ombilicale / Face spiralée



Profil

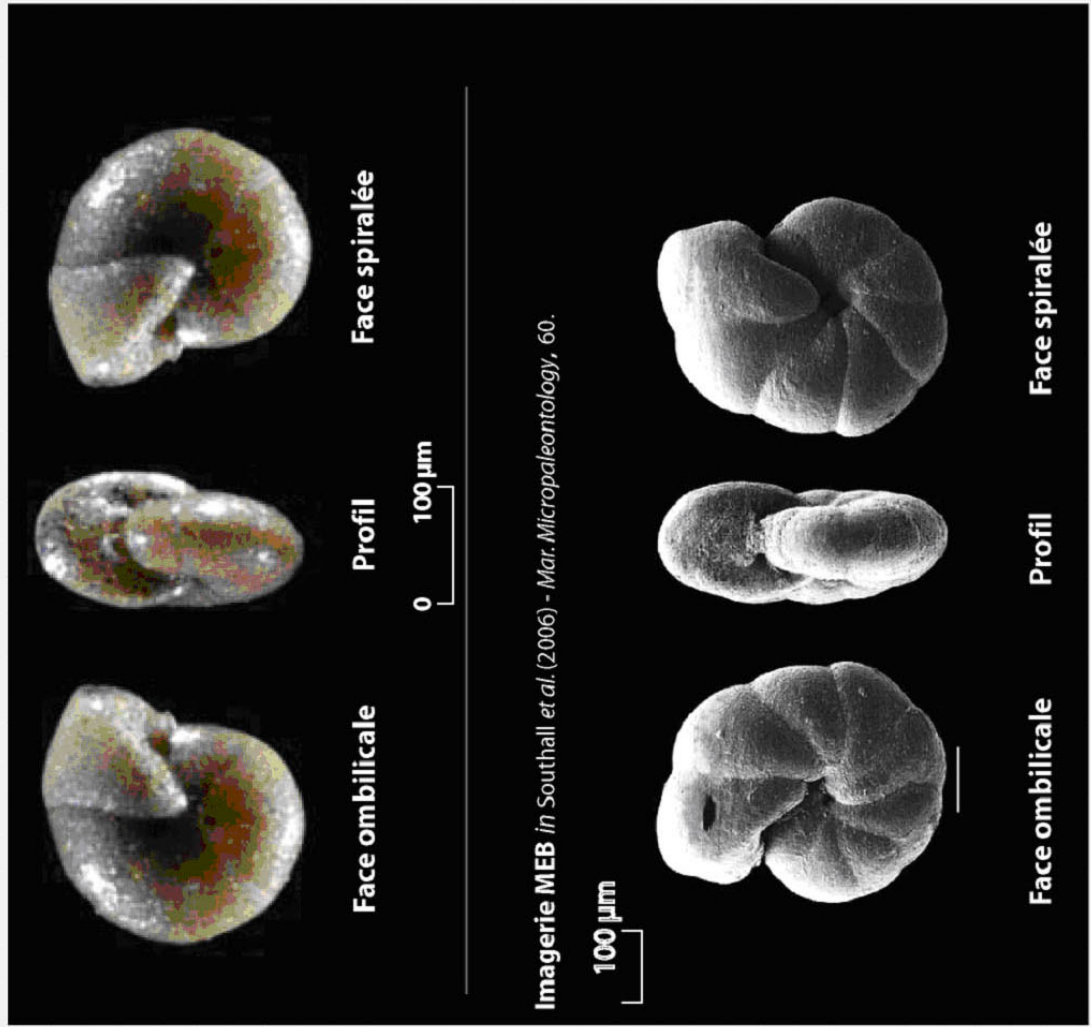
Éléments d'identification :

Les deux faces sont identiques. Les sutures sont profondément marquées. Sa taille moyenne est d'environ 0.3 mm. Dispose des caractéristiques morphologiques de *Trochammina Inflatata*, à la différence que celui ci est un agglutiné.

Distribution :

L'abondance de *Haynesina Germanica* dans l'eau saumâtre est soulignée dans la littérature (Debenay *et al.*, 2000). *Haynesina Germanica* est une des espèces les plus halotolérantes. *H.Germanica* est connu pour être fortement tolérant et pour résister à une amplitude très élevée de salinité (5 comprise de 2 ‰ à 35 ‰) (Murray, 1991). Cette espèce vit également dans des espaces éloignés des côtes.

Haplophragmoides Wilbertii (Andersen)

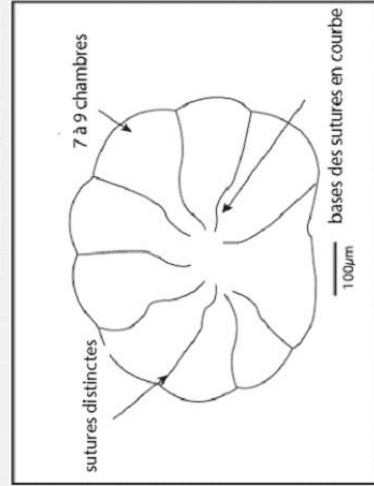
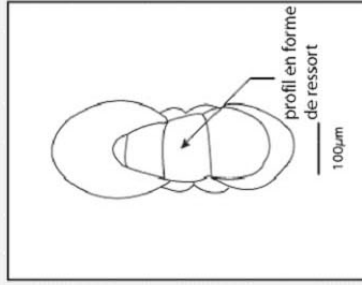


Éléments d'identification :

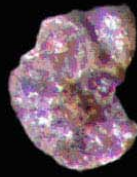
Les deux faces sont quasiment similaires. Les parois sont composées de très fines parties agglutinées. La taille moyenne des individus est d'environ 200 µm.

Distribution :

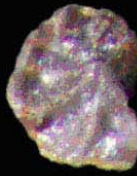
Haplophragmoides wilbertii est une espèce agglutinée commune aux marais maritimes, mais également aux mangroves. Son aire de répartition s'étend donc des latitudes tempérées jusqu'à l'équateur.



Jadammina macrescens (Brady)



Face spiralée



Face ombilicale

0 100 µm

Imagerie MEB in Southall et al. (2006) - *Mar. Micropaleontology*, 60.

0 100 µm



Face spiralée



Profil



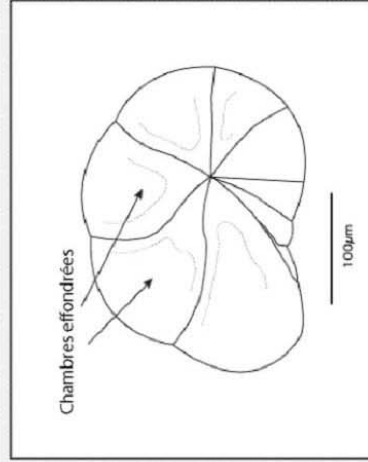
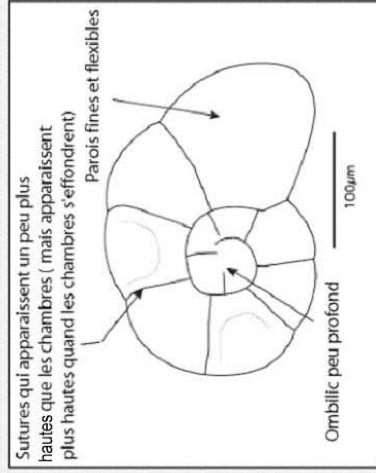
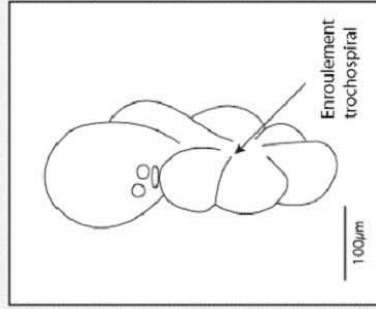
Face ombilicale

Éléments d'identification :

Jadammina se distingue de *Trochammina* par son aperture située au milieu de son profil. Les parois sont très fines et flexibles. Immergé, *Jadammina* le test peut paraître gonflé. Toutefois, à la mort des individus, les chambres s'effondrent et donnent au test une morphologie très caractéristique facilement identifiable dans les assemblages fossiles.

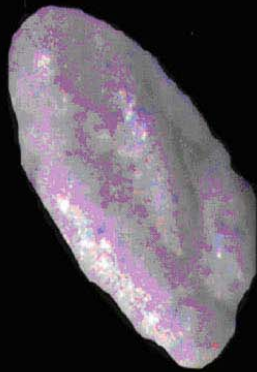
Distribution :

Jadammina est très commun et dans les marais maritimes hyposalins sur toute la planète.



Source : <http://sarah.gubac.ufransite>

Miliammina fusca (Brady)



Vue générale

0

Côté opposé

100 μ m



Imagerie MEB in Southall et al. (2006) - *Mar. Micropaleontology*, 60.

0 100 μ m



Vue générale



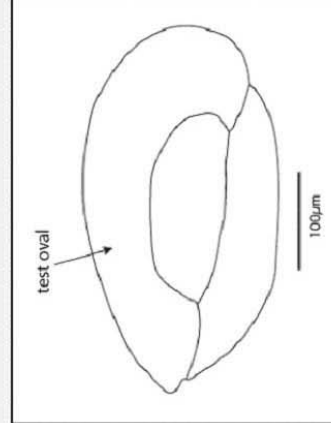
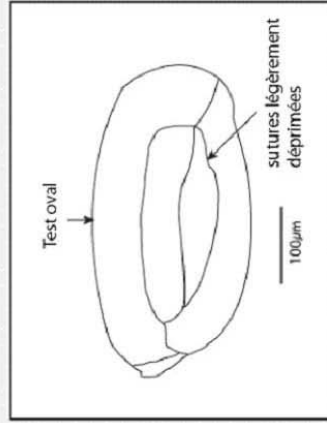
Côté opposé

Éléments d'identification :

Malgré sa ressemblance avec des espèces de type quinqueloculine, cette espèce finement agglomérée est un lituolacéen. *Miliammina fusca* immergé dans de l'acide nitrique concentré n'est pas désintégré. Ceci est dû à la présence d'une double épaisseur de matière organique (Loeblich et Tappan, 1964). L'ouverture terminale est un petit denticule. Sa taille moyenne est de 0,4 mm.

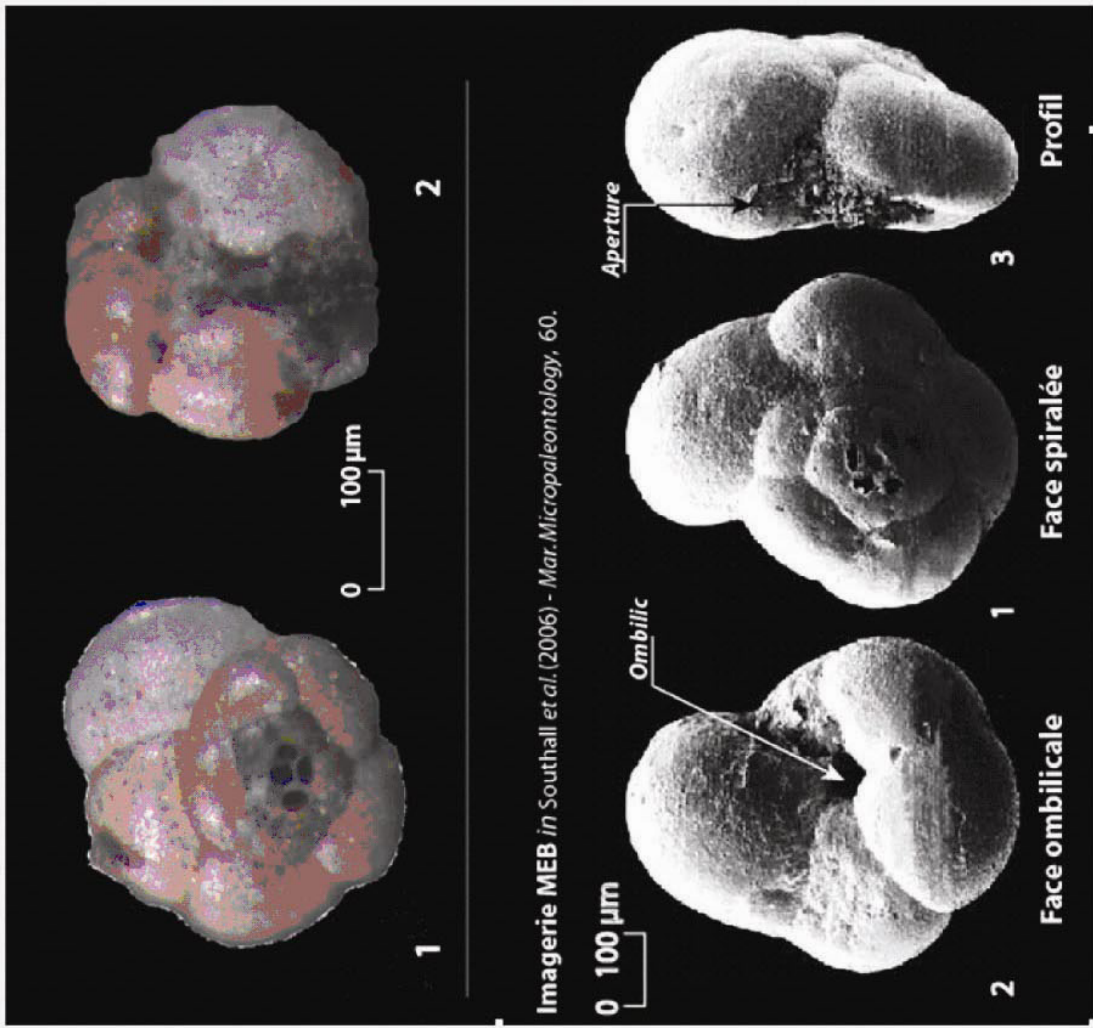
Distribution :

L'espèce colonise un grand nombre de milieux maritimes : lagunes, estuaires, et marais maritimes. On le retrouve dans l'estuaire de la Tamise (Murray, 1965) jusqu'en baie d'Arcachon. Il a été observé en baie de Kiel et en mer Baltique (jusqu'à 70 mètres de profondeur). Il est facile de trouver ce foraminifère vivant dans des carottes de première épaisseur, tandis qu'à une certaine profondeur ceux-ci se font plus rares, car il ne sont pas très résistants et se disloquent rapidement.



Source : <http://srah.gqub.ac.uk/foramsite>

Trochammina Inflata (Montagu)

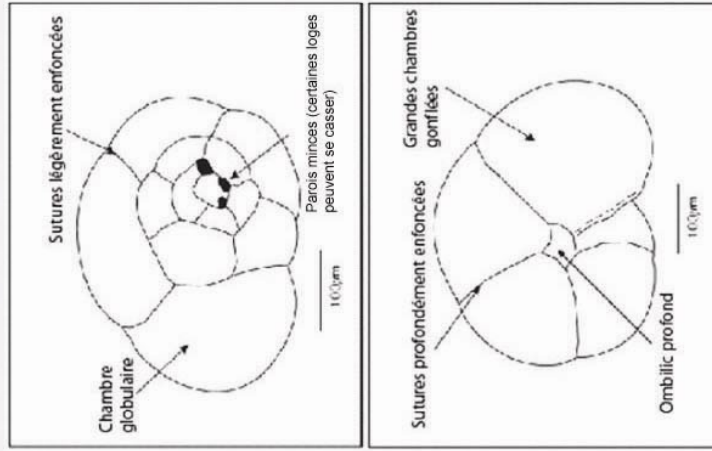


Éléments d'identification :

Le test est trochospirale. Le côté spirale est globuleux avec les sutures doucement enfoncées. Le côté ombilical est profondément enfoncé. Il existe des sutures entre les chambres gonflées. L'ombilic est profond. Les parois sont finement agglutinées et marron. L'aperture est confinée au côté ombilical.

Distribution :

Les vivants se trouvent communément dans les marais hypo salins sur toute la planète : Dovey marshes, Wales (Haynes and Dobson), Baie de Jade, Allemagne (Richter, 1964a), Botsand Lagoon, Mer Baltique (Lutze, 1968). Les morts sont parfois retrouvés près de lagunes ou près de marais maritimes.



Source : <http://sarah.gq.qub.ac.uk/foramsite>

Annexe 4 – Résultats des comptages de foraminifères effectués dans le cadre de la mise au point de la fonction de transfert et des reconstitutions paléo-environnementales.

TRANSECT (BAIE DE LANVEUR)			AGGLUTINÉS										CARBONATÉS			TOTAL
Echantillon	Alt. NGF	SWLI	Jadammina macrescens	Haplophragmoïdes wilberdi	Trochammina inflata	Arenoparella mexicana	Miliammina fusca	Haynesina germanica	Elphidium spp.	Amonia beccarii	Autres espèces	TOTAL				
Ian F E01	0,55	105	0	0	0	0	0	200	7	98	2	307				
Ian F E02	0,65	108	0	0	0	0	0	176	34	118	4	332				
Ian F E03	0,68	109	0	0	0	0	2	130	17	150	2	301				
Ian F E04	0,77	112	0	0	0	0	0	160	20	94	28	302				
Ian F E05	0,80	113	0	0	0	0	12	99	19	186	12	328				
Ian F E06	0,95	117	1	1	1	0	25	117	24	137	0	306				
Ian F E07	1,09	121	4	1	1	0	70	69	39	123	0	307				
Ian F E08	1,24	126	5	2	3	0	227	11	19	27	1	295				
Ian F E09	1,43	132	4	14	3	0	212	5	3	21	0	262				
Ian F E10	1,65	138	69	10	28	4	71	1	4	45	1	233				
Ian F E11	1,78	142	93	1	21	0	128	1	6	12	0	262				
Ian F E12	1,93	147	175	0	22	1	66	1	8	6	0	279				
Ian F E13	2,07	151	139	7	91	1	46	1	21	3	0	309				
Ian F E14	2,16	154	154	42	86	0	26	0	10	3	0	321				
Ian F E15	2,20	155	145	41	74	0	28	3	4	5	0	300				
Ian F E16	2,24	156	128	67	64	3	43	0	13	2	0	320				
Ian F E17	2,34	159	131	56	62	3	56	0	3	0	0	311				
Ian F E18	2,46	163	136	46	66	0	54	0	5	0	0	307				
Ian F E19	2,59	167	87	36	35	0	110	1	30	4	0	303				
Ian F E20	2,86	175	95	38	35	2	110	0	2	2	0	284				
Ian F E21	2,94	177	109	40	30	4	98	0	0	0	0	281				
Ian F E22	3,00	179	91	36	42	9	123	0	0	0	0	301				
Ian F E23	3,19	185	91	35	31	12	128	1	1	2	0	301				

TRANSECT (MARAIS MARITIME D'ARUN)

Echantillon	Alt. NGF	SWLJ	AGGLUTINÉS					CARBONATÉS			TOTAL
			<i>Jadammina macrescens</i>	<i>Haplophragmoides wilberdi</i>	<i>Trochammima inflata</i>	<i>Arenoparella mexicana</i>	<i>Miliammina fusca</i>	<i>Haynesina germanica</i>	<i>Elphidium spp.</i>	<i>Amonia beccarii</i>	
ARUN_T_E01	3,40	191,23	138	15	105	4	38	0	0	0	300
ARUN_T_E02	3,32	188,76	163	6	100	0	34	0	0	0	303
ARUN_T_E03	3,44	192,17	210	16	34	5	58	0	0	0	323
ARUN_T_E04	3,13	183,05	164	14	64	3	61	0	0	0	306
ARUN_T_E05	3,43	192,02	88	27	123	8	64	0	0	0	310
ARUN_T_E06	3,52	194,71	153	15	84	8	43	0	0	0	303
ARUN_T_E07	3,55	195,49	185	16	82	9	40	0	0	0	332
ARUN_T_E08	3,55	195,49	184	19	119	18	50	0	0	0	390
ARUN_T_E09	3,50	194,13	42	10	73	4	199	0	0	0	328
ARUN_T_E10	3,33	188,97	9	1	0	0	3	0	0	0	13
ARUN_T_E11	3,53	195,01	19	160	75	1	52	0	0	0	307
ARUN_T_E13	3,39	190,93	31	78	142	11	44	0	0	0	306
ARUN_T_E14	2,99	178,79	26	36	23	0	88	0	0	0	173
ARUN_T_E12	2,43	161,81	47	90	83	8	65	0	0	0	293
ARUN_T_E15	2,58	166,31	63	65	127	3	51	0	0	0	309
ARUN_T_E16	3,28	187,37	70	115	65	10	31	0	0	0	291
ARUN_T_E17	3,44	192,23	69	48	50	12	131	0	0	0	310
ARUN_T_E18	3,50	194,04	21	155	100	3	57	0	0	0	336
ARUN_T_E19	3,47	193,14	24	138	136	4	76	0	0	0	378
ARUN_T_E20	3,36	189,96	16	96	106	4	66	0	0	0	288
ARUN_T_E21	2,81	173,23	21	81	168	0	64	0	0	0	334
ARUN_T_E22	3,58	196,61	31	79	112	0	98	0	0	0	320
ARUN_T_E23	3,59	196,97	18	125	154	1	75	0	0	0	373
ARUN_T_E24	3,57	196,10	82	19	157	1	45	0	0	0	304
ARUN_T_E25	3,52	194,77	27	53	178	7	128	0	0	0	393
ARUN_T_E26	3,63	198,15	38	58	165	1	30	0	0	0	292
ARUN_T_E27	3,78	202,71	64	51	101	23	61	0	0	0	300
ARUN_T_E28	3,82	203,92	55	54	14	1	4	0	0	0	128
ARUN_T_E29	3,97	208,21	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ARUN_T_E30	3,98	208,75	0	0	0	0	0	0	0	0	0

SONDAGE TROA-C2 (MARAIS MARITIME DE TROAON)

Echantillon	Alt. NGF	Profondeur (m)	AGGLUTINÉS				CARBONATÉS				TOTAL	
			<i>Jadammina macrescens</i>	<i>Haplophragmoides wilberdi</i>	<i>Trochammina inflata</i>	<i>Arenoporella mexicana</i>	<i>Miliammina fusca</i>	<i>Haynesina germanica</i>	<i>Elphidium spp.</i>	<i>Amonia beccarii</i>		Autres espèces
Troa_C2_F_E01	3,30	0,00 ; 0,10	23	152	77	1	57	0	0	0	0	310
Troa_C2_F_E02	3,20	0,10 ; 0,20	117	7	74	0	106	0	0	0	0	304
Troa_C2_F_E03	3,10	0,20 ; 0,30	148	8	98	0	56	0	0	0	0	310
Troa_C2_F_E04	3,00	0,30 ; 0,40	185	26	89	2	7	0	0	0	0	309
Troa_C2_F_E05	2,90	0,40 ; 0,50	186	9	106	2	13	0	0	0	0	316
Troa_C2_F_E06	2,80	0,50 ; 0,60	216	9	83	0	14	0	0	0	0	322
Troa_C2_F_E07	2,70	0,60 ; 0,70	166	7	120	0	9	0	0	0	0	302
Troa_C2_F_E08	2,60	0,70 ; 0,80	195	7	99	0	1	0	0	0	0	302
Troa_C2_F_E09	2,50	0,80 ; 0,90	207	10	90	0	3	0	0	0	0	310
Troa_C2_F_E10	2,40	0,90 ; 1,00	134	2	164	0	2	0	0	0	0	302
Troa_C2_F_E11	2,30	1,00 ; 1,10	189	4	123	0	2	0	0	0	0	318
Troa_C2_F_E12	2,20	1,10 ; 1,20	141	7	141	2	10	0	0	0	0	301
Troa_C2_F_E13	2,10	1,20 ; 1,30	168	5	134	0	3	0	0	0	0	310
Troa_C2_F_E14	2,00	1,30 ; 1,40	197	10	146	0	0	0	0	0	0	353
Troa_C2_F_E15	1,90	1,40 ; 1,50	170	11	128	0	0	0	0	0	0	309
Troa_C2_F_E16	1,80	1,50 ; 1,60	207	34	69	0	8	0	0	0	0	318
Troa_C2_F_E17	1,70	1,60 ; 1,70	152	11	145	0	0	0	0	0	0	308
Troa_C2_F_E18	1,60	1,70 ; 1,80	120	9	144	0	34	0	0	0	0	307
Troa_C2_F_E19	1,50	1,80 ; 1,90	197	8	109	0	0	0	0	0	0	314
Troa_C2_F_E20	1,40	1,90 ; 2,00	182	0	129	0	5	2	0	0	0	323
Troa_C2_F_E21	1,30	2,00 ; 2,10	183	0	123	0	0	0	0	0	0	310
Troa_C2_F_E22	1,20	2,10 ; 2,20	155	2	137	0	0	3	1	1	1	307
Troa_C2_F_E23	1,10	2,20 ; 2,30	181	0	152	0	5	7	0	0	0	345
Troa_C2_F_E24	1,00	2,30 ; 2,40	55	1	236	0	20	4	0	0	0	320
Troa_C2_F_E25	0,90	2,40 ; 2,50	183	9	108	0	18	2	0	0	0	320
Troa_C2_F_E26	0,80	2,50 ; 2,60	180	13	103	0	13	0	0	0	0	309
Troa_C2_F_E27	0,70	2,60 ; 2,70	150	10	132	0	12	11	15	0	0	330
Troa_C2_F_E28	0,60	2,70 ; 2,80	83	1	87	0	23	38	83	1	0	316
Troa_C2_F_E29	0,50	2,80 ; 2,90	78	11	86	0	47	1	0	0	0	223
Troa_C2_F_E30	0,40	2,90 ; 3,00	115	18	142	0	8	10	5	0	0	298
Troa_C2_F_E31	0,30	3,00 ; 3,10	123	26	148	0	7	2	10	1	0	317
Troa_C2_F_E32	0,20	3,10 ; 3,20	81	5	128	0	20	33	43	1	0	311
Troa_C2_F_E33	0,10	3,20 ; 3,30	27	0	31	0	1	156	78	15	0	308
Troa_C2_F_E34	0,00	3,30 ; 3,40	52	0	105	0	11	33	27	7	0	235
Troa_C2_F_E35	-0,10	3,40 ; 3,50	118	26	142	0	13	1	2	0	0	302

SONDAGE TROA-C2 (MARAIS MARITIME DE TROAON) (suite)

Echantillon	Alt. NGF	Profondeur (m)	AGGLUTINÉS						CARBONATÉS				TOTAL
			<i>Jadammina macrescens</i>	<i>Haplophragmoides wilberti</i>	<i>Trochammina inflata</i>	<i>Arenoparella mexicana</i>	<i>Miliammina fusca</i>	<i>Haynesina germanica</i>	<i>Elphidium</i> spp.	<i>Amonia beccarii</i>	Autres espèces		
Troa_C2_F_E36	-0,20	3,50 ; 3,60	118	23	156	0	3	2	0	0	0	304	
Troa_C2_F_E37	-0,30	3,60 ; 3,70	102	27	170	2	4	2	0	0	0	309	
Troa_C2_F_E38	-0,40	3,70 ; 3,80	29	106	144	25	3	0	0	0	0	307	
Troa_C2_F_E39	-0,50	3,80 ; 3,90	11	148	127	15	1	1	0	0	0	303	
Troa_C2_F_E40	-0,60	3,90 ; 4,00	11	31	34	0	0	0	0	0	0	76	
Troa_C2_F_E41	-0,70	4,00 ; 4,10	133	47	140	3	5	0	0	0	0	328	
Troa_C2_F_E42	-0,80	4,10 ; 4,20	66	18	71	0	2	0	0	0	0	157	
Troa_C2_F_E43	-0,90	4,20 ; 4,30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Troa_C2_F_E44	-1,00	4,30 ; 4,40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Troa_C2_F_E45	-1,10	4,40 ; 4,50	2	6	44	0	0	0	0	0	0	52	
Troa_C2_F_E46	-1,20	4,50 ; 4,60	69	16	115	1	2	2	0	0	0	208	
Troa_C2_F_E47	-1,30	4,60 ; 4,70	93	31	129	1	0	0	0	0	0	254	
Troa_C2_F_E48	-1,40	4,70 ; 4,80	44	42	64	14	0	0	0	0	0	164	
Troa_C2_F_E49	-1,50	4,80 ; 4,90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Troa_C2_F_E50	-1,60	4,90 ; 5,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Troa_C2_F_E51	-1,70	5,00 ; 5,10	85	9	128	4	19	0	0	1	0	246	
Troa_C2_F_E52	-1,80	5,10 ; 5,20	35	57	97	29	2	8	0	0	0	233	
Troa_C2_F_E53	-1,90	5,20 ; 5,30	21	74	124	84	3	0	0	0	0	306	
Troa_C2_F_E54	-2,00	5,30 ; 5,40	13	69	36	1	4	0	0	0	0	123	

SONDAGE PORZ-C2 (MARAIS MARITIME DE PORZGUEN)

Echantillon	Alt. NGF	Profondeur (m)	AGGLUTINÉS					CARBONATÉS				TOTAL	
			<i>Jadammina macrescens</i>	<i>Haplophragmoides wilberdi</i>	<i>Trochammina inflata</i>	<i>Arenoparella mexicana</i>	<i>Millammina fusca</i>	<i>Haynesina germanica</i>	<i>Elphidium</i> spp.	<i>Ammonia beccarii</i>	Autres espèces		
PORZ_C2_E1	3,35	0,00 ; 0,10	38	68	195	0	3	0	0	0	0	0	304
PORZ_C2_E2	3,15	0,10 ; 0,20	120	12	165	4	3	0	0	0	0	0	304
PORZ_C2_E3	3,05	0,20 ; 0,30	128	4	176	0	0	0	0	0	0	0	308
PORZ_C2_E4	2,95	0,30 ; 0,40	121	1	180	0	0	0	0	0	0	0	302
PORZ_C2_E5	2,85	0,40 ; 0,50	76	101	116	0	6	0	0	0	0	0	299
PORZ_C2_E6	2,70	0,50 ; 0,60	71	8	243	2	1	0	0	0	0	0	325
PORZ_C2_E7	2,65	0,60 ; 0,70	66	7	227	2	1	0	0	0	0	0	303
PORZ_C2_E8	2,55	0,70 ; 0,80	81	2	165	1	1	0	0	0	0	0	250
PORZ_C2_E9	2,45	0,80 ; 0,90	170	4	158	0	2	0	0	0	0	0	334
PORZ_C2_E10	2,35	0,90 ; 1,00	41	79	183	0	4	0	0	0	0	0	307
PORZ_C2_E11	2,25	1,00 ; 1,10	44	28	203	0	3	0	0	0	0	0	278
PORZ_C2_E12	2,15	1,10 ; 1,20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
PORZ_C2_E13	2,05	1,20 ; 1,30	32	2	320	0	0	0	0	0	0	0	354
PORZ_C2_E14	1,90	1,30 ; 1,40	56	134	120	0	2	0	0	0	0	0	312
PORZ_C2_E15	1,85	1,40 ; 1,50	42	5	220	0	1	0	0	0	0	0	268
PORZ_C2_E16	1,75	1,50 ; 1,60	26	4	269	0	0	0	0	0	0	0	299
PORZ_C2_E17	1,65	1,60 ; 1,70	21	0	280	0	0	0	0	0	0	0	301
PORZ_C2_E18	1,55	1,70 ; 1,80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
PORZ_C2_E19	1,45	1,80 ; 1,90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
PORZ_C2_E20	1,35	1,90 ; 2,00	40	98	162	0	0	0	0	0	0	0	300
PORZ_C2_E21	1,25	2,00 ; 2,10	28	4	226	0	0	0	0	0	0	0	258
PORZ_C2_E22	1,20	2,10 ; 2,20	116	135	86	0	0	0	0	0	0	0	337
PORZ_C2_E23	1,05	2,20 ; 2,30	108	17	166	0	0	0	0	0	0	0	291
PORZ_C2_E24	0,95	2,30 ; 2,40	194	14	91	0	1	0	0	0	0	0	300
PORZ_C2_E25	0,85	2,40 ; 2,50	185	8	106	0	8	0	0	0	0	0	307
PORZ_C2_E26	0,75	2,50 ; 2,60	214	3	79	0	3	0	0	0	0	0	299
PORZ_C2_E27	0,65	2,60 ; 2,70	197	1	95	0	1	0	0	0	0	0	294
PORZ_C2_E28	0,55	2,70 ; 2,80	182	16	107	0	2	0	0	1	0	0	308
PORZ_C2_E29	0,45	2,80 ; 2,90	168	8	130	1	1	0	0	0	0	0	308
PORZ_C2_E30	0,35	2,90 ; 3,00	182	6	110	0	4	0	0	0	0	0	302
PORZ_C2_E31	0,25	3,00 ; 3,10	133	15	145	1	1	0	0	0	0	0	295
PORZ_C2_E32	0,15	3,10 ; 3,20	43	4	231	0	0	0	0	0	1	0	279
PORZ_C2_E33	0,05	3,20 ; 3,30	156	8	142	1	0	0	0	0	0	0	307
PORZ_C2_E34	-0,05	3,30 ; 3,40	200	9	95	0	3	0	0	0	0	0	307
PORZ_C2_E35	-0,15	3,40 ; 3,50	156	11	124	2	2	0	0	0	0	0	295

SONDAGE PORZ-C2 (MARAIS MARITIME DE PORZGUEN) (suite)

Echantillon	Alt. NGF	Profondeur (m)	AGGLUTINÉS					CARBONATÉS					TOTAL	
			<i>Jadammina macrescens</i>	<i>Haplophragmoides wilberti</i>	<i>Trochammina inflata</i>	<i>Arenoporella mexicana</i>	<i>Miliammina fusca</i>	<i>Haynesina germanica</i>	<i>Elphidium spp.</i>	<i>Amonia beccarii</i>	Autres espèces			
PORZ_C2_E36	-0,25	3,50 ; 3,60	121	11	161	1	4	0	0	0	0	0	0	298
PORZ_C2_E37	-0,35	3,60 ; 3,70	63	103	182	0	7	0	0	0	0	0	0	355
PORZ_C2_E38	-0,45	3,70 ; 3,80	185	13	94	0	1	0	0	0	0	0	0	293
PORZ_C2_E39	-0,55	3,80 ; 3,90	195	16	82	2	13	0	0	0	0	0	0	308
PORZ_C2_E40	-0,65	3,90 ; 4,00	169	4	129	4	8	0	0	0	0	0	0	314
PORZ_C2_E41	-0,75	4,00 ; 4,10	181	20	110	1	8	0	0	0	0	0	0	320
PORZ_C2_E42	-0,85	4,10 ; 4,20	147	15	122	1	2	0	0	0	0	0	0	287
PORZ_C2_E43	-0,90	4,20 ; 4,30	80	46	128	0	2	0	0	0	0	0	0	256
PORZ_C2_E44	-1,05	4,30 ; 4,40	190	32	159	3	6	0	0	0	0	0	0	390
PORZ_C2_E45	-1,15	4,40 ; 4,50	149	20	123	3	3	0	0	0	0	0	0	298
PORZ_C2_E46	-1,25	4,50 ; 4,60	88	38	54	18	8	0	0	0	0	0	0	206
PORZ_C2_E47	-1,35	4,60 ; 4,70	31	166	51	47	17	0	0	0	0	0	0	312
PORZ_C2_E48	-1,40	4,70 ; 4,80	30	82	189	0	0	0	0	0	0	0	0	301
PORZ_C2_E49	-1,55	4,80 ; 4,90	41	171	81	0	3	0	0	0	0	0	0	296
PORZ_C2_E50	-1,60	4,90 ; 5,00	30	221	60	0	0	0	0	0	0	0	0	311
PORZ_C2_E51	-1,65	5,00 ; 5,10	9	211	55	3	2	0	0	0	0	0	0	280

SONDAGE ARUN-C10 (MARAIS MARITIME D'ARUN)

Echantillon	Alt. NGF	Profondeur (m)	AGGLUTINÉS					CARBONATÉS					TOTAL	
			Jadammina macrescens	Haplophragmoides wilberti	Trochammina inflata	Arenoporella mexicana	Miliammina fusca	Haynesina germanica	Elphidium spp.	Amonia beccarii	Autres espèces			
Arun_C10_F_E01	3,42	0,00 ; 0,10	125	121	24	0	38	0	0	0	0	0	0	308
Arun_C10_F_E02	3,32	0,10 ; 0,20	154	19	120	0	8	0	0	0	0	0	0	301
Arun_C10_F_E03	3,22	0,20 ; 0,30	199	8	87	0	5	0	0	0	0	0	0	299
Arun_C10_F_E04	3,12	0,30 ; 0,40	200	6	100	0	1	0	0	0	0	0	0	307
Arun_C10_F_E05	3,02	0,40 ; 0,50	163	11	129	0	0	0	0	0	0	0	0	303
Arun_C10_F_E06	2,82	0,50 ; 0,60	188	5	117	0	2	0	0	0	0	0	0	312
Arun_C10_F_E07	2,72	0,60 ; 0,70	159	8	148	0	0	0	0	0	0	0	0	315
Arun_C10_F_E08	2,62	0,70 ; 0,80	158	7	135	0	0	0	0	0	0	0	0	300
Arun_C10_F_E09	2,52	0,80 ; 0,90	138	48	106	0	0	0	0	0	0	0	0	292
Arun_C10_F_E10	2,02	1,40 ; 1,50	175	18	107	0	0	0	0	0	0	0	0	300
Arun_C10_F_E11	1,62	1,80 ; 1,90	95	31	76	0	0	0	0	0	0	0	0	202
Arun_C10_F_E12	1,52	2,00 ; 2,10	128	82	86	0	0	0	0	0	0	0	0	296
Arun_C10_F_E13	1,02	2,40 ; 2,50	113	38	87	0	0	0	0	0	0	0	0	238
Arun_C10_F_E14	0,72	2,70 ; 2,80	150	28	82	0	0	0	0	0	0	0	0	260
Arun_C10_F_E15	0,62	2,80 ; 2,90	170	21	79	0	0	0	0	0	0	0	0	270
Arun_C10_F_E16	0,52	2,90 ; 3,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Arun_C10_F_E17	0,07	3,35 ; 3,45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Arun_C10_F_E18	0,02	3,45 ; 3,50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Arun_C10_F_E19	-0,38	3,80 ; 3,90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

SONDAGE ARUN-C14 (MARAIS MARITIME D'ARUN)

Echantillon	Alt. NGF	Profondeur (m)	AGGLUTINÉS						CARBONATÉS				TOTAL
			<i>Jadammina macrescens</i>	<i>Haplophragmoides wilberti</i>	<i>Trochammina inflata</i>	<i>Arenoparella mexicana</i>	<i>Miliammina fusca</i>	<i>Haynesina germanica</i>	<i>Elphidium spp.</i>	<i>Amonia beccarii</i>	Autres espèces		
Arun_C14_F_E01	3,40	0,00 ; 0,10	77	76	113	1	33	0	0	0	0	0	300
Arun_C14_F_E02	3,30	0,10 ; 0,20	190	13	98	0	12	0	0	0	0	0	313
Arun_C14_F_E03	3,20	0,20 ; 0,30	168	19	122	0	0	0	0	0	0	0	309
Arun_C14_F_E04	3,10	0,30 ; 0,40	149	20	173	0	1	0	0	0	0	0	343
Arun_C14_F_E05	3,00	0,40 ; 0,50	152	11	136	0	0	0	0	0	0	0	299
Arun_C14_F_E06	2,70	0,70 ; 0,80	143	8	150	0	3	0	0	0	0	0	304
Arun_C14_F_E07	2,60	0,80 ; 0,90	108	5	199	0	0	0	0	0	0	0	312
Arun_C14_F_E08	2,50	0,90 ; 1,00	54	0	122	0	0	0	0	0	0	0	176
Arun_C14_F_E09	2,20	1,20 ; 1,30	106	8	177	0	0	0	0	0	0	0	291
Arun_C14_F_E10	2,10	1,30 ; 1,40	123	0	187	0	0	0	0	0	0	0	310
Arun_C14_F_E11	2,00	1,40 ; 1,50	204	1	98	0	0	0	0	0	0	0	303
Arun_C14_F_E12	1,90	1,50 ; 1,60	121	28	154	0	0	0	0	0	0	0	303
Arun_C14_F_E13	1,80	1,60 ; 1,70	112	1	182	2	0	0	0	0	0	0	297
Arun_C14_F_E14	1,70	1,70 ; 1,80	101	2	197	0	1	0	0	0	0	0	301
Arun_C14_F_E15	1,60	1,80 ; 1,90	147	3	149	0	14	0	0	0	0	0	313
Arun_C14_F_E16	1,50	1,90 ; 2,00	188	0	87	0	27	0	0	0	0	0	302
Arun_C14_F_E17	1,30	2,10 ; 2,20	219	8	66	0	41	0	0	0	0	0	334
Arun_C14_F_E18	1,20	2,20 ; 2,30	211	5	91	0	4	0	0	0	0	0	311
Arun_C14_F_E19	1,10	2,30 ; 2,40	129	10	160	0	4	0	0	0	0	0	303
Arun_C14_F_E20	1,00	2,40 ; 2,50	138	15	146	0	1	0	0	0	0	0	300
Arun_C14_F_E21	0,90	2,50 ; 2,60	140	17	141	0	15	0	0	0	0	0	313
Arun_C14_F_E22	0,80	2,60 ; 2,70	197	12	84	1	18	0	0	0	0	0	312
Arun_C14_F_E23	0,70	2,70 ; 2,80	176	6	88	0	29	0	0	0	0	0	299
Arun_C14_F_E24	0,60	2,80 ; 2,90	166	7	112	0	5	0	0	0	0	0	290
Arun_C14_F_E25	0,50	2,90 ; 3,00	163	2	130	0	8	0	0	0	0	0	303
Arun_C14_F_E26	0,40	3,00 ; 3,10	173	11	110	0	11	0	0	0	0	0	305
Arun_C14_F_E27	0,30	3,10 ; 3,20	158	14	120	0	7	0	0	0	0	0	299
Arun_C14_F_E28	0,20	3,20 ; 3,30	199	10	85	2	0	0	0	0	0	0	296
Arun_C14_F_E29	0,10	3,30 ; 3,40	68	6	52	0	1	0	0	0	0	0	127
Arun_C14_F_E30	0,00	3,40 ; 3,50	157	6	108	0	4	0	10	0	0	0	292
Arun_C14_F_E31	-0,10	3,50 ; 3,60	150	5	142	0	2	0	0	0	0	0	299
Arun_C14_F_E32	-0,20	3,60 ; 3,70	42	2	48	0	4	0	4	1	0	0	101

Annexes 5 - Inventaire des documents cartographiques utilisés. Les documents ayant servi à la quantification des évolutions par traitement numérique sont figurés en grisé.

Secteurs	Date de pub.	Date des levés	Titre	N° de la carte	Auteurs	Echelle	Lat.N	Long.W	Proj.	Source
Sillon de Talbert	1666	-	Plan de l'Isle de Bréhat	-	Pierre Collin	-	-	-	-	in Latteux (2000)
Rade de Brest	1764	1675	Carte de la Rade de Brest et cotes de Beutemps et de Camaret	57	Bellin, Jacques-Nicolas	73000	48,2;48,4	-4,2;-4,7	-	BNF
Sillon de Talbert, archipel de Bréhat	1764	1675	Carte de l'Isle de Bréhat avec les mouillages et les cotes, roches et îles voisines	47	Bellin, Jacques-Nicolas	30000	48,75;48,95	-2,8;-3,1	-	BNF
Sillon de Talbert, archipel de Bréhat	1764	1675	Partie de la cote de Bretagne, depuis les îles de Bréhat jusqu'aux sept îles	46	Bellin, Jacques-Nicolas	61000	48,75;48,95	-2,95;-3,45	-	BNF
Perros-Guirec	1764	1675	Coste de Bretagne, depuis les sept îles jusqu'à l'Isle Molène et Lunon	48	Bellin, Jacques-Nicolas	30000	48,7;48,9	-3,6;-3,4	-	BNF
Estuaire de la Vilaine	1764	1675	Carte du Croisic et des entrées de la rivière la Vilaine	72	Bellin, Jacques-Nicolas	110000	47,2;47,6	-2,7;-2,4	-	BNF
Rade de Brest - partie orientale	1751-1815	1747-89	La carte de l'Académie	171	César François Cassini de Thury	86400	48,48,4	-3,5;-4,5	-	BNF
Rade de Brest - partie occidentale	1751-1815	1747-89	La carte de l'Académie	175	César François Cassini de Thury	86400	48,48,4	-4,5;-5	-	BNF
Côtes d'Amor	1751-1815	1747-89	La carte de l'Académie	156	César François Cassini de Thury	86400	48,5;49	-2,5;-3,5	-	BNF
Morbihan	1751-1815	1747-89	La carte de l'Académie	159	César François Cassini de Thury	86400	47,2;47,6	-2,5;-3,5	-	BNF
Linkin	1795	1771-85	Carte des ingénieurs géographes	-	-	8000	48,79;48,82	-3,40;-3,44	-	J-P Pinot
Rade de Brest	1823	1816-17	Planche de travail - minute	10-3-5bis-10	Beautemps-Beaupré	14000	48,42;48,34	-4,3;-4,5	Mercator	SHOM
Rade de Brest	1823	1816-17	Planche de travail - minute	10-3-5bis-14	Beautemps-Beaupré	14000	48,28;48,34	-4,5;-4,7	Mercator	SHOM
Rade de Brest	1823	1816-17	Planche de travail - minute	10-3-5bis-15	Beautemps-Beaupré	14000	48,28;48,34	-4,3;-4,5	Mercator	SHOM
Rade de Brest	1823	1816-17	Planche de travail - minute	10-3-5bis-16	Beautemps-Beaupré	14000	48,28;48,34	-4,1;-4,3	Mercator	SHOM
Anse de Bétahon	1828	1820	Planche de travail - minute	11-5-6bis-64	Beautemps-Beaupré	14000	48,36;47,52	-2,5;-2,7	Mercator	SHOM
Estuaire de Peneff	1828	1820	Plan de la rade et du port de Peneff	137	Beautemps-Beaupré	20000	47,45;47,55	-2,6;-2,8	Mercator	SHOM
Rade de Brest	1823	1816-17	Carte particulière des cotes de France (Rade de Brest et baie de Douarnenez)	75	Beautemps-Beaupré	45000	48,05;48,4	-4,23;-4,6	Mercator	SHOM
Anse de Bétahon	1828	1820	Plan de l'entrée de la Vilaine	136	Beautemps-Beaupré	20000	47,45;47,55	-2,45;-2,55	Mercator	SHOM
Sillon de Talbert	1836	1830-31	Carte particulière des cotes de France (de Bréhat et roches environnantes, rivière de Douarnenez, rade de Brest, plateau des roches Dourres, plateau de Ramodoc)	831	Beautemps-Beaupré	45000	48,75;49,15	-2,95;-3,1	Mercator	SHOM
Sillon de Talbert	1836	1830-31	Carte particulière des cotes de France (de Bréhat et roches environnantes, rivière de Douarnenez, rade de Brest, plateau des roches Dourres, plateau de Ramodoc)	832	Beautemps-Beaupré	45000	48,55;48,9	-2,5;-3,1	Mercator	SHOM
Sillon de Talbert	1843	1837-38	Plan des passes de la rivière de Tréguier	972	Beautemps-Beaupré	20000	48,85;48,95	-3,05;-3,25	Mercator	SHOM
Rade de Perros-Guirec	1843	1837	Plan des entrées de Perros et du port Blanc	974	Beautemps-Beaupré	20000	48,8;48,9	-3,25;-3,45	Mercator	SHOM
Anse de Bétahon	1866	1820	Plan de l'entrée de la Vilaine	2381	Beautemps-Beaupré	20000	47,45;47,55	-2,45;-2,55	Mercator	SHOM
Linkin	1878	1877	Atlas des ports de France	-	-	5000	48,8;48,81	-3,43;-3,44	-	J-P Pinot
Rade de Brest	1880	1877	Rade de Brest	3799	Germain	28800	48,25;48,4	-4,23;-4,6	Mercator	SHOM
Estuaire de Peneff	1911	1907-08	Port de Peneff et anse de Succinio	5418	Rollet de l'Isle	20000	47,45;47,55	-2,6;-2,7	Mercator	SHOM
Flèche du Loch (Landévennec)	1913	-	Plan directeur de Brest	-	-	10000	-	-	-	in Hallégouët et Morel (1994)

Annexes 6 – Inventaire des photographies aériennes utilisées pour mesurer l'évolution récente des flèches de galets de Bretagne.

Secteur	Année	Mission IGN	N° cliché	Échelle	Sources	Émulsion	Date
Kersanton	1952	F0317-0817	144	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	21	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2968	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR-8298	164	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8709	25000	SHOM	P-c	n.r.
	2000	FD 29	73	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
Rosmelec	1966	0417-0517	143	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2968	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR-8298	164	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8708	25000	SHOM	P-c	n.r.
	2000	FD 29	73	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
	Troaon	1952	F0317-0817	198	25000	IUEM	P-N&B
1961		0317-0717	277	40000	IUEM	P-N&B	29/06/1961
1966		0417-0517	56	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
1975		75-0517	29	30000	IUEM	P-N&B	n.r.
1978		FR-3012	2920	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
1982		0517-0617	25	30000	IUEM	P-N&B	20/04/1982
1991		n.r.	8766	25000	SHOM	P-c	n.r.
2000		FD 29	125	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
Kerroullé	1952	F0317-0817	198	40000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1961	0317-0717	278	40000	IUEM	P-N&B	29/06/1961
	1975	75-0517	29	30000	IUEM	P-N&B	n.r.
	1978	FR-3012	2920	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1982	0517-0617	25	30000	IUEM	P-N&B	20/04/1982
	1991	n.r.	8753	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	843	5000	CBNB	N/B	30/08/1993
	2000	FD 29	125	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
le Faou	1948	BRETAGNE 6	67	25000	IGN	P-N&B	16/04/1948
	1952	F0317-0817	308	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1961	0317-0717	362	40000	IUEM	P-N&B	29/06/1961
	1966	0417-0517	54	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1975	75-0517	30	30000	IUEM	P-N&B	n.r.
	1978	FR-3012	2873	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1982	0517-0617	26	30000	IUEM	P-N&B	20/04/1982
	1990	FR-8298	221	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8763	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	844	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	2000	FD 29	126	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
Renard	1952	F0317-0817	320	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	67	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1990	FR8298	2586-211	25000	IUEM	P-N&B	12/07/1990
	1993	IFN 29	924	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	2000	FD 29	n.r.	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
Auberlach	1952	F0317-0817	148	25000	IGN	P-N&B	23/05/1952
	1978	FR-3012 PP	2972	20000	IGN	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR 8298 CC	191	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8741	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	792	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	1996	F0417	58	30000	IGN	P-N&B	13/06/1996
	2000	FD 29	70	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
	2004	orthophotoplan	100_94/100_93	num. 20cm	BMO	P-c	08/09/2004

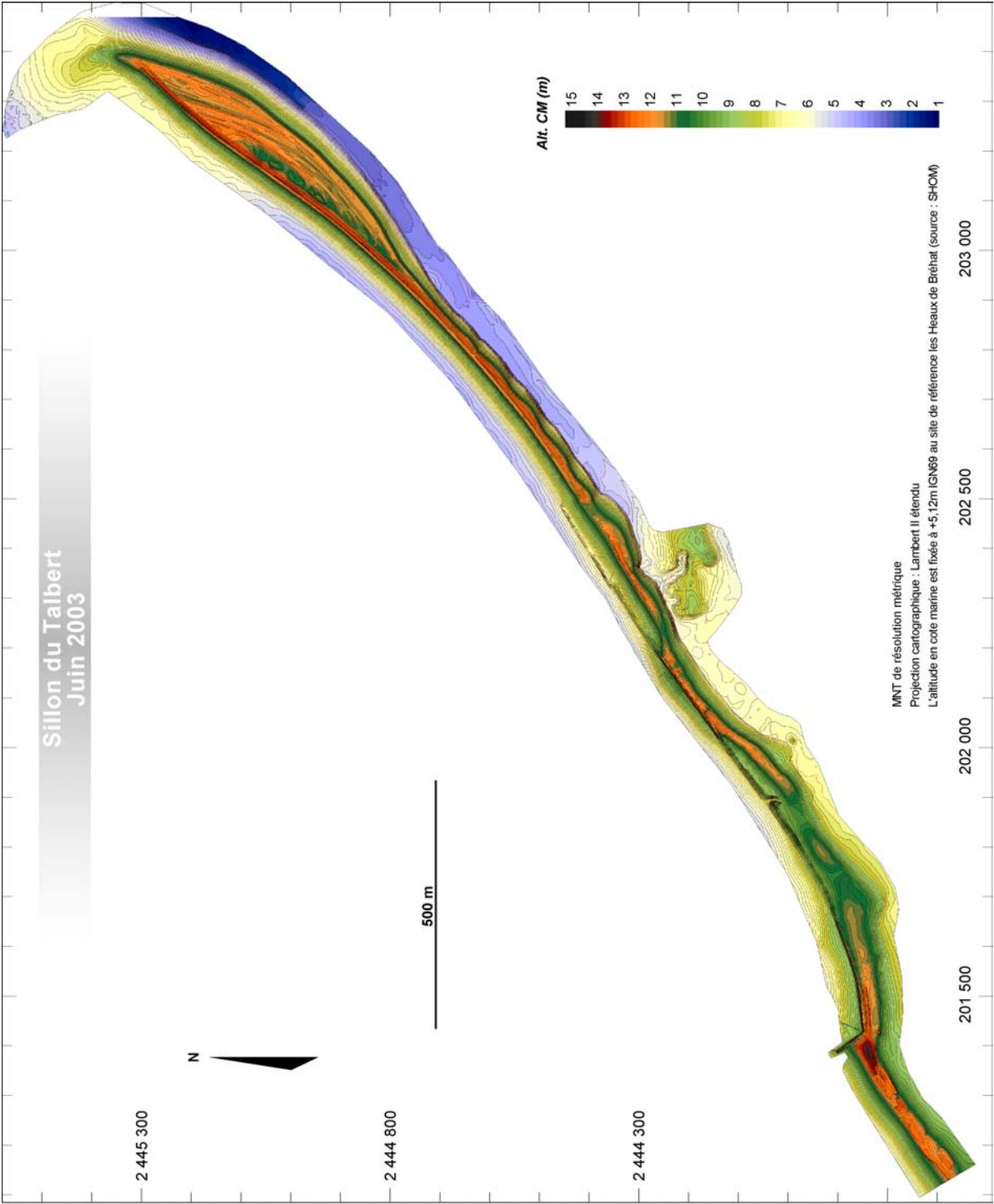
Annexes 6 – (suite)

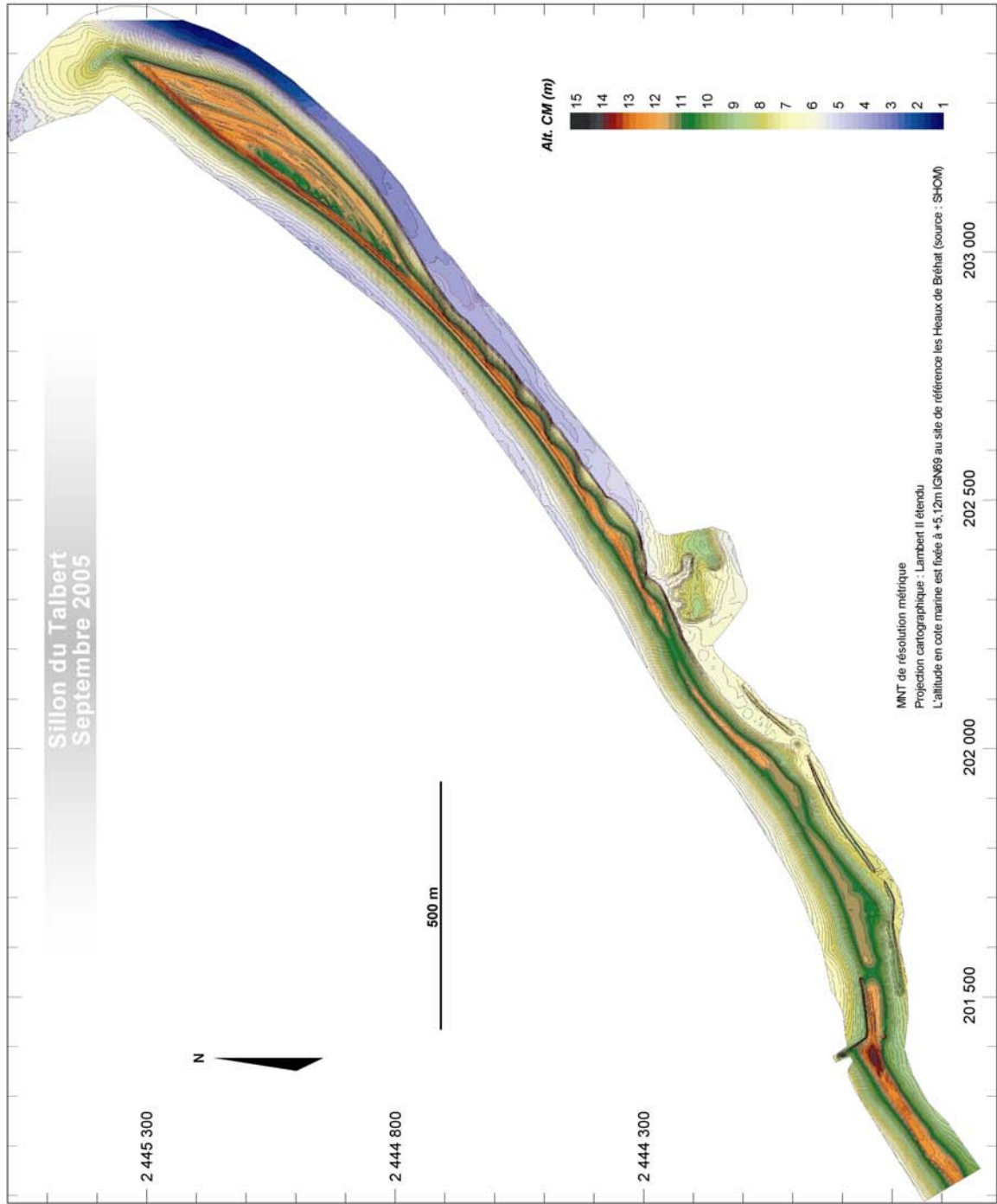
Secteur	Année	Mission IGN	N° cliché	Échelle	Sources	Émulsion	Date
S. de Talbert	1930	ALG N°6	74-75-76	9 000	IFREMER-SHOM-IGN	P-N&B	28/08/1930
	1952	F 0714-0814	24	25 000	IGN	P-N&B	22/05/1952
	1961	F 0714-0814	16-17-18	25 000	IUEM	P-N&B	20/06/1961
	1966		36-37		IUEM	P-N&B	
	1978	FR-3012 P	60-61	20 000	IUEM	P-N&B	14/08/1978
	1990	FR 8297	105-106	25 000	IUEM	P-c	04/05/1990
	1998	FD 22	1718-1728	25 000	IGN	P-c	09/08/1998
	2002	FR-5415	-	num. 50cm	CETE	Num.	29/03/2002
	2002	LIDAR-IFREMER	-	num. 50cm	IFREMER	Num.	08/10/2002
Linkin	1948	F BRETAGNE M15 AV	31	30 000	IGN	P-N&B	n.r.
	1952	F 0714-0814	63	25 000	IGN	P-N&B	22/05/1952
	1978	FR-3012 P	21	20 000	IUEM	P-N&B	14/08/1978
	1990	FR 8297	83	25 000	IUEM	P-c	04/05/1990
	2002	FR-5415	-	num. 50cm	CETE	Num.	29/03/2002
Bétahon	1952	52F-0721-1221	338	25 000	IGN	P-N&B	27/05/1952
	1961	61F-0921-1221	18	25 000	IGN	P-N&B	26/06/1961
	1970	70F-0921-1021	12	30 000	IGN	P-N&B	13/07/1970
	1977	77FR-2879	72	25 000	IGN	P-N&B	n.r.
	1981	81F-300-1021	41	30 000	IGN	P-N&B	n.r.
	1986	86F-300-1021	100	30 000	IGN	P-N&B	n.r.
	2000	FR-5415	-	num. 50cm	CETE	Num.	31/07/2000
Penerf	1948	F BRETAGNE_M3	112	1/25.000	IGN	P-N&B	n.r.
	1952	F 0822-1222	275	1/25.000	IGN	P-N&B	05/06/1952
	1965	F 0922-1022	23	1/25.000	IGN	P-N&B	n.r.
	1977	FR 2879	34	1/25.000	IGN	P-N&B	n.r.
	1985	F 0822-1022	28	1/30.000	IGN	P-N&B	25/04/1985
	1993	FD 22-56	113	1/30.000	IGN	P-N&B	02/09/1993
	2000	FR-5414	-	num. 50cm	CETE	Num.	31/07/2000
	2004	FD 44-56	2567	num. 80 cm	IGN	Num.	24/05/2004
Arun	1952	F0317-0817	308	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	56	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2874	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1982	0517-0617	19	30000	IUEM	P-N&B	20/04/1982
	1991	n.r.	8765	25000	SHOM	P-c	n.r.
	2000	FD 29	162	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
Bindy	1948	BRETAGNE 14 AR	142	25000	IGN	P-N&B	15/05/1948
	1952	F0317-0817	195	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1961	0317-0717	274	40000	IUEM	P-N&B	29/06/1961
	1966	0417-0517	43	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2917	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR-8298	188	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8746	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	829	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	1997	F0517-0520	372	30000	IGN	P-N&B	10/04/1997
	2000	FD 29	128	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
Bourg	1948	BRETAGNE 14 AR	142	25000	IGN	P-N&B	15/05/1948
	1952	F0317-0817	196	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1961	0317-0717	275	40000	IUEM	P-N&B	29/06/1961
	1966	0417-0517	43	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1975	75-0517	n.r.	30000	IUEM	P-N&B	n.r.
	1978	FR-3012	2918	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1982	0517-0617	24	30000	IUEM	P-N&B	20/04/1982
	1990	FR-8298	188	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8748	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	839	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
2000	FD 29	127	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000	
le Roz	1948	BRETAGNE 14 AR	142	25000	IGN	P-N&B	15/05/1948
	1952	F0317-0817	196	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1961	0317-0717	274	40000	IUEM	P-N&B	29/06/1961
	1966	0417-0517	43	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2917	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR-8298	188	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8747	25000	SHOM	P-c	n.r.
	2000	FD 29	128	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000

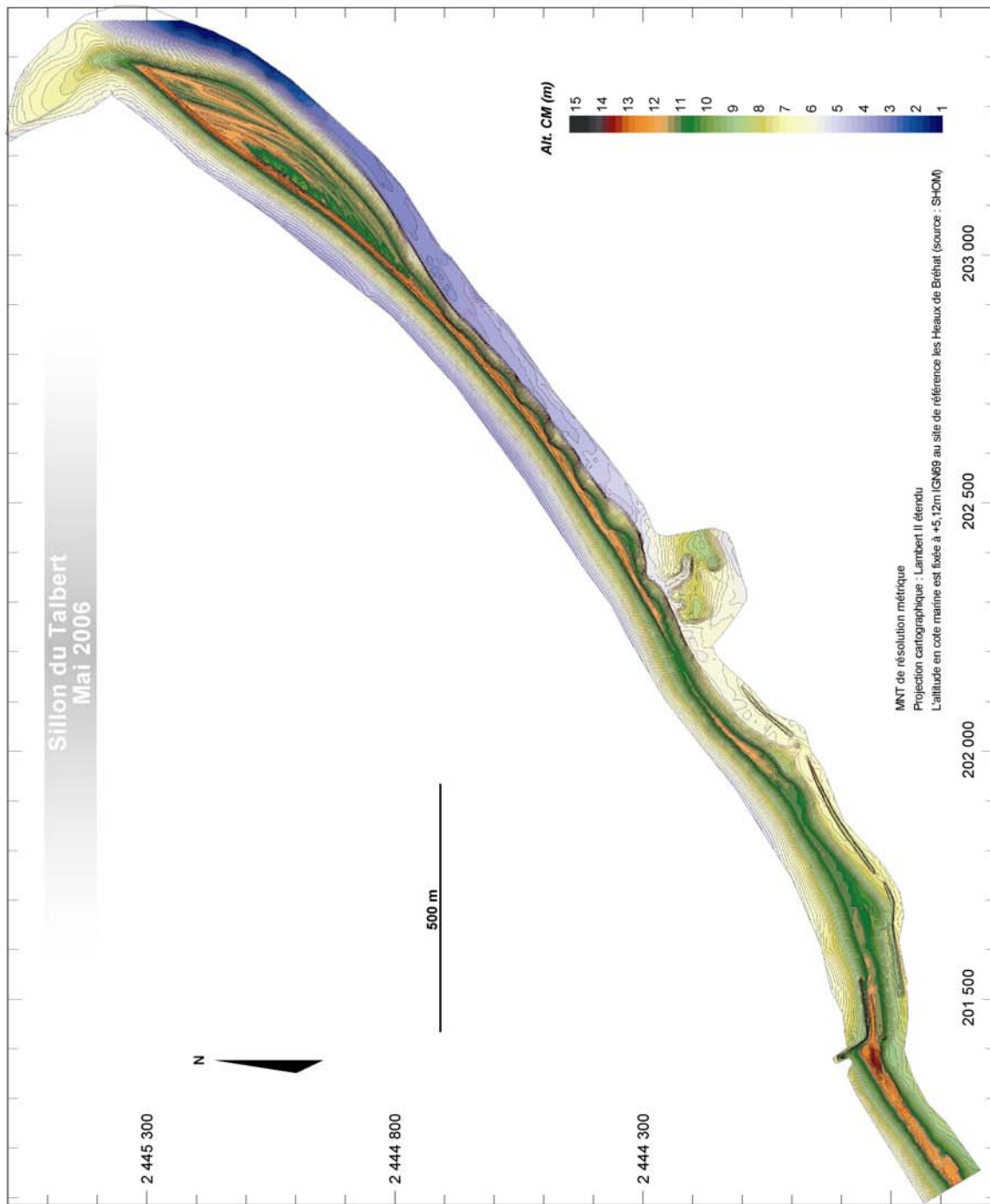
Annexes 6 – (suite)

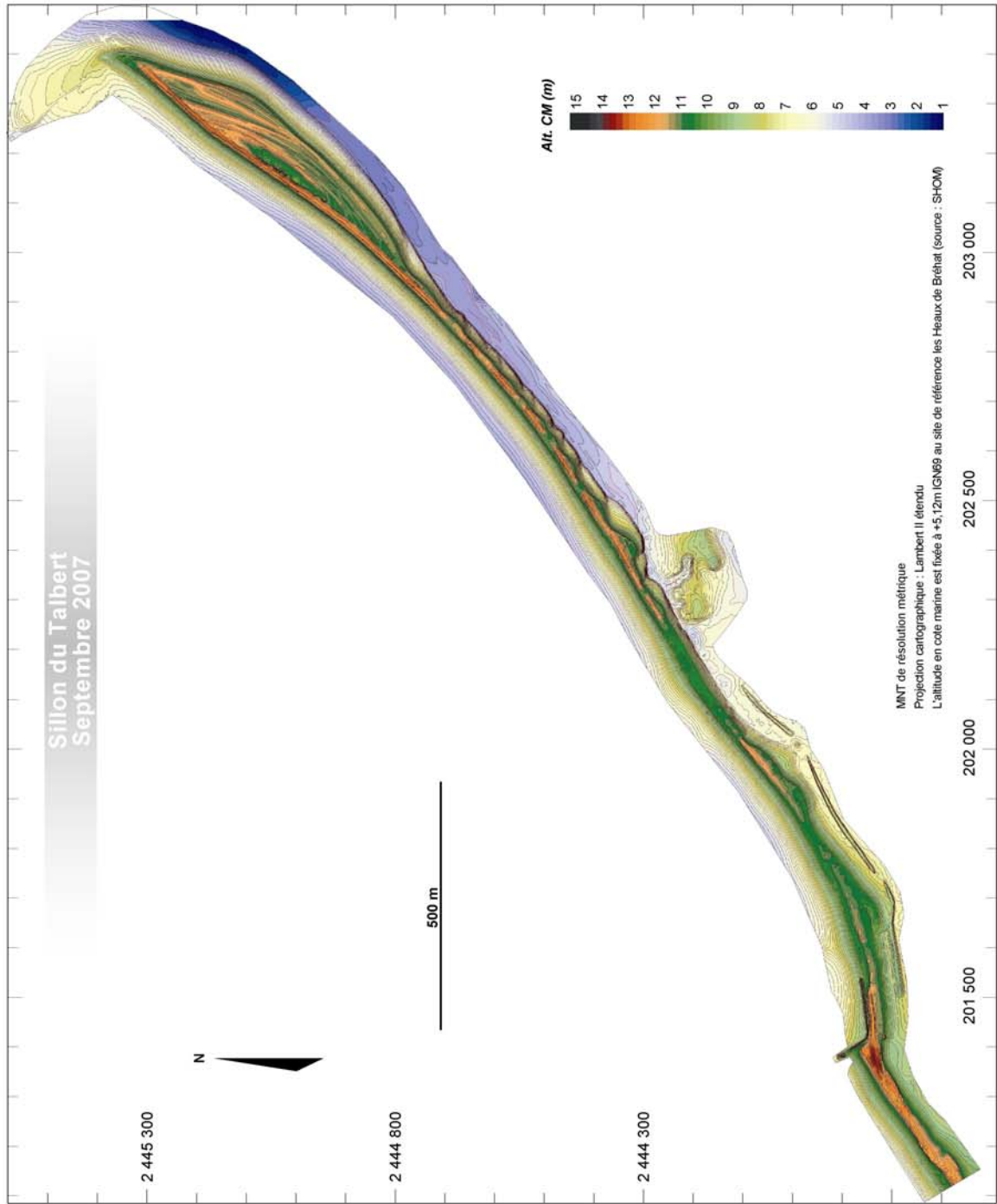
Secteur	Année	Mission IGN	N° cliché	Échelle	Sources	Émulsion	Date
St-Jean	1952	F0317-0817	196	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	43	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2918	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR-8298	188	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8747	25000	SHOM	P-c	n.r.
2000	FD 29	128	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000	
Pédel	1952	F0317-0817	146	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	24	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2970	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1985	CDP 9474	133/119	4000	IGN	P-N&B	04/02/1985
	1990	FR-8298	163	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8711	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	721	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	2000	FD 29	72	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
2004	orthophotoplan	106_95/107_95	num. 20cm	BMO	P-c	08/09/2004	
Pont-Callec	1952	F0317-0817	146	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	25	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2970	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1985	CDP 9474	147/161	4000	IGN	P-N&B	04/02/1985
	1990	FR-8298	163	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	1991	n.r.	8713	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	721	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	2000	FD 29	72	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
2004	orthophotoplan	105_95	num. 20cm	BMO	P-c	08/09/2004	
Porzgwen	1952	F0317-0817	146	25000	IUEM	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	42	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1978	FR-3012	2970	20000	IUEM	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR-8298	163	25000	IUEM	P-c	12/07/1990
	2000	FD 29	72	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
	2004	orthophotoplan	105_94	num. 20cm	BMO	P-c	08/09/2004
Loc'h	1948	BRETAGNE 6	n.r.	25000	IGN	P-N&B	16/04/1948
	1952	F0317-0817	312	25000	IGN	P-N&B	23/05/1952
	1978	FR-3012	2878	20 000	IGN	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR-8298	217	25000	IGN	P-c	12/07/1990
	1993	IFN 29	916	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	1997	F-0517-0520	370	30000	IGN	P-N&B	10/04/1997
	2000	FR 5414	1172	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000
Mengleuz	1948	BRETAGNE 14 AR	142	25000	IGN	P-N&B	15/05/1948
	1952	F0317-0817	143	25000	IGN	P-N&B	23/05/1952
	1966	0417-0517	152	25000	IUEM	P-N&B	01/01/1966
	1970	CDP 9171	4910	20000	IUEM	P-N&B	01/01/1970
	1978	FR-3012 PP		20000	IGN	P-N&B	26/08/1978
	1990	FR8298		25000	IUEM	P-N&B	12/07/1990
	1991	n.r.	8708	25000	SHOM	P-c	n.r.
	1993	IFN 29	788	5000	CBNB	P-c	30/08/1993
	1997	F 0517-0520	260	30000	IUEM	P-N&B	10/04/1997
2000	FD 29	74	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000	
Anglais	1952	F0317-0817	311	25000	IGN	P-N&B	23/05/1952
	1978	FR-3012 PP	2877	20000	IGN	P-N&B	26/08/1978
	1991	n.r.	8769	25000	SHOM	P-c	n.r.
	2000	FD 29	127	num. 50cm	CETE	P-c	16/06/2000

Annexe 7 – Modèles Numériques de Terrain réalisés sur le Sillon de Talbert (résolution : 1m).

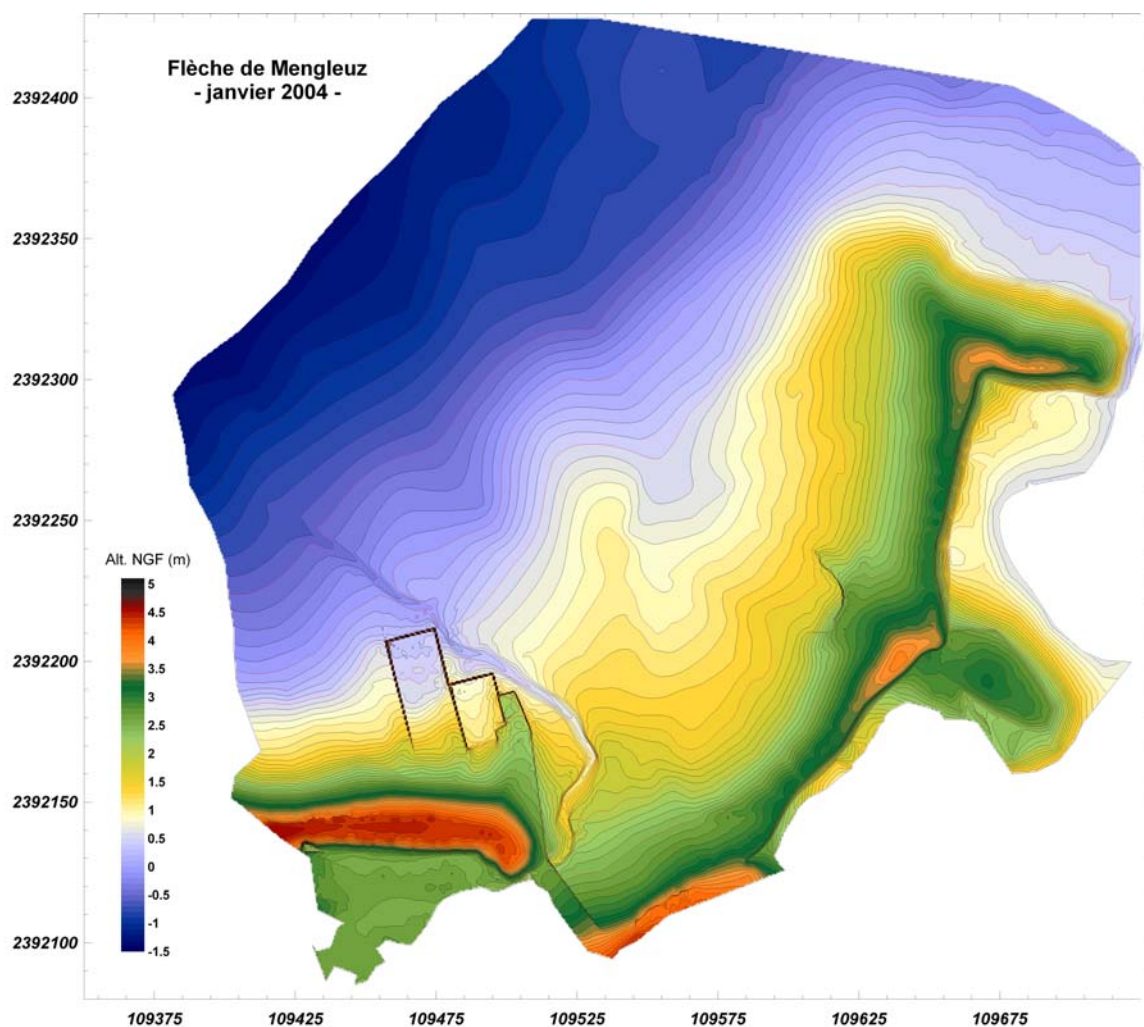


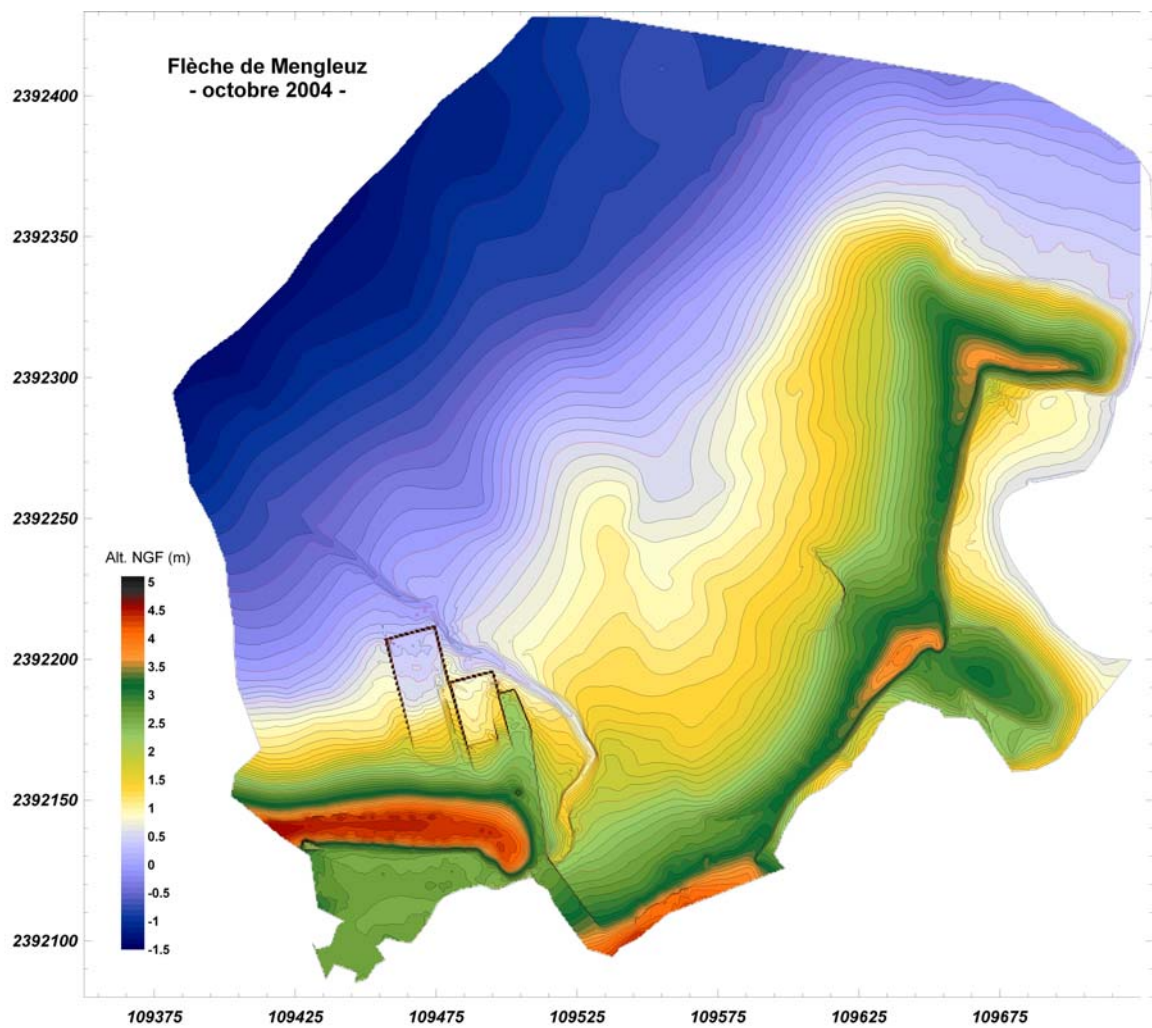


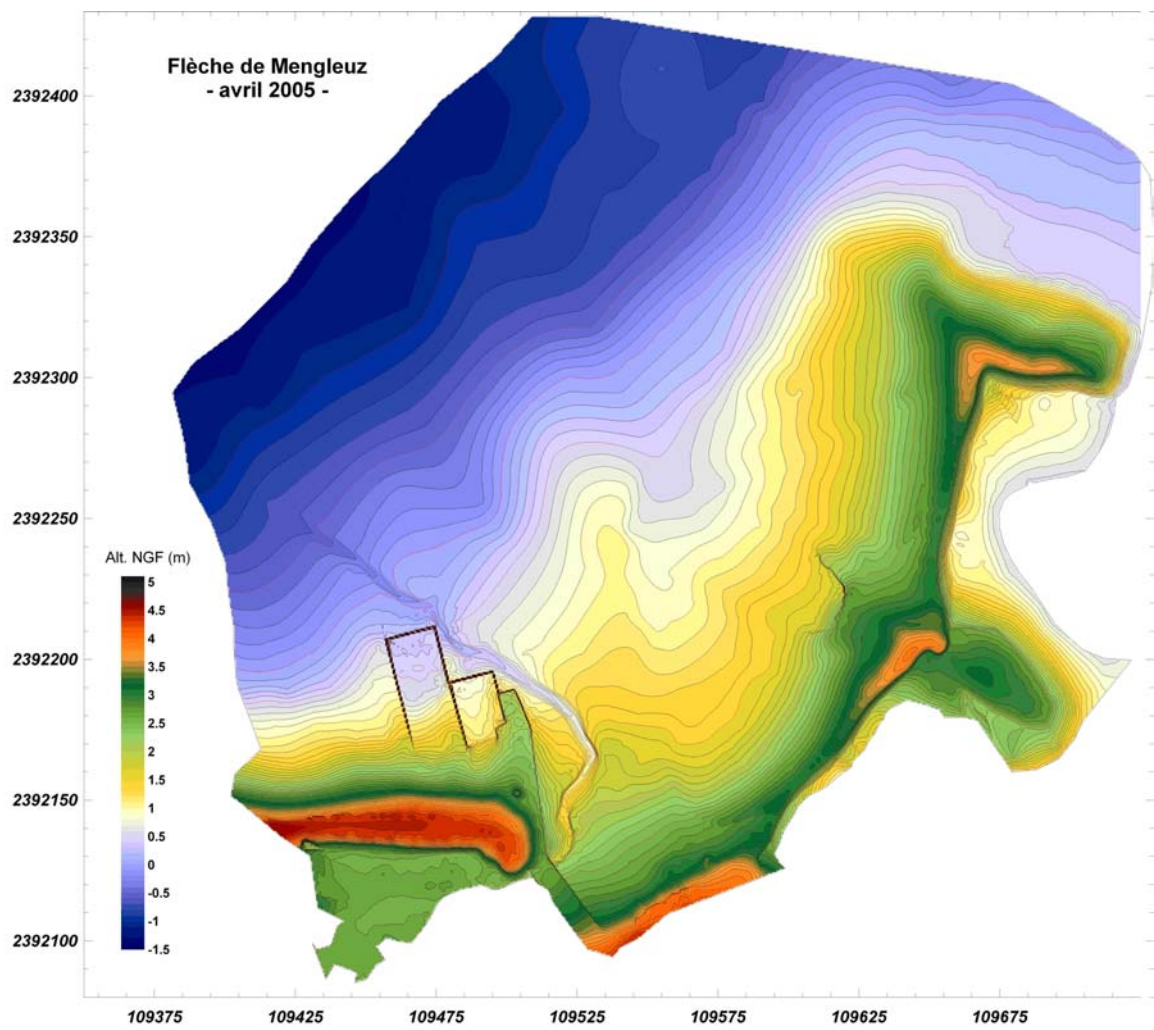


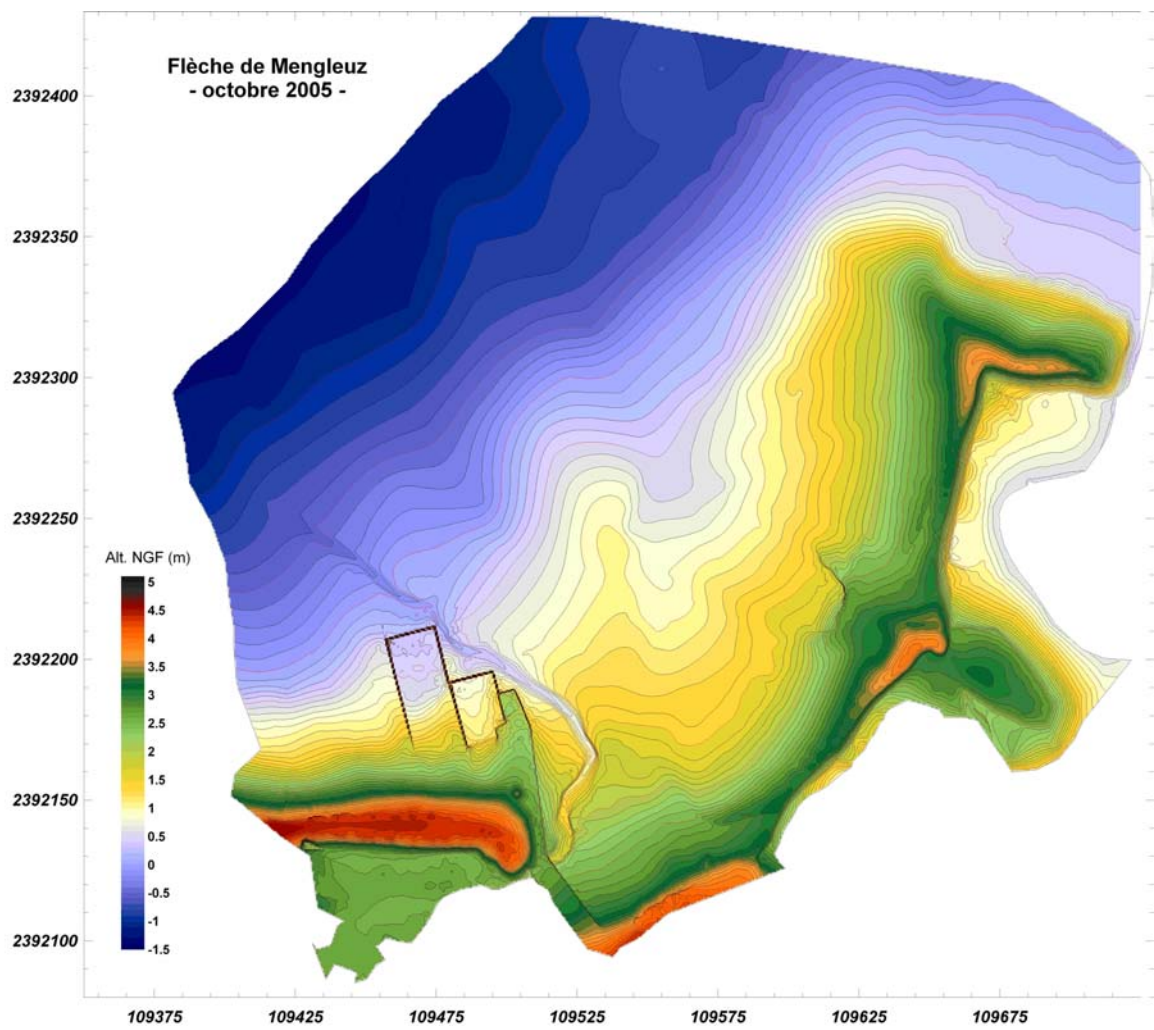


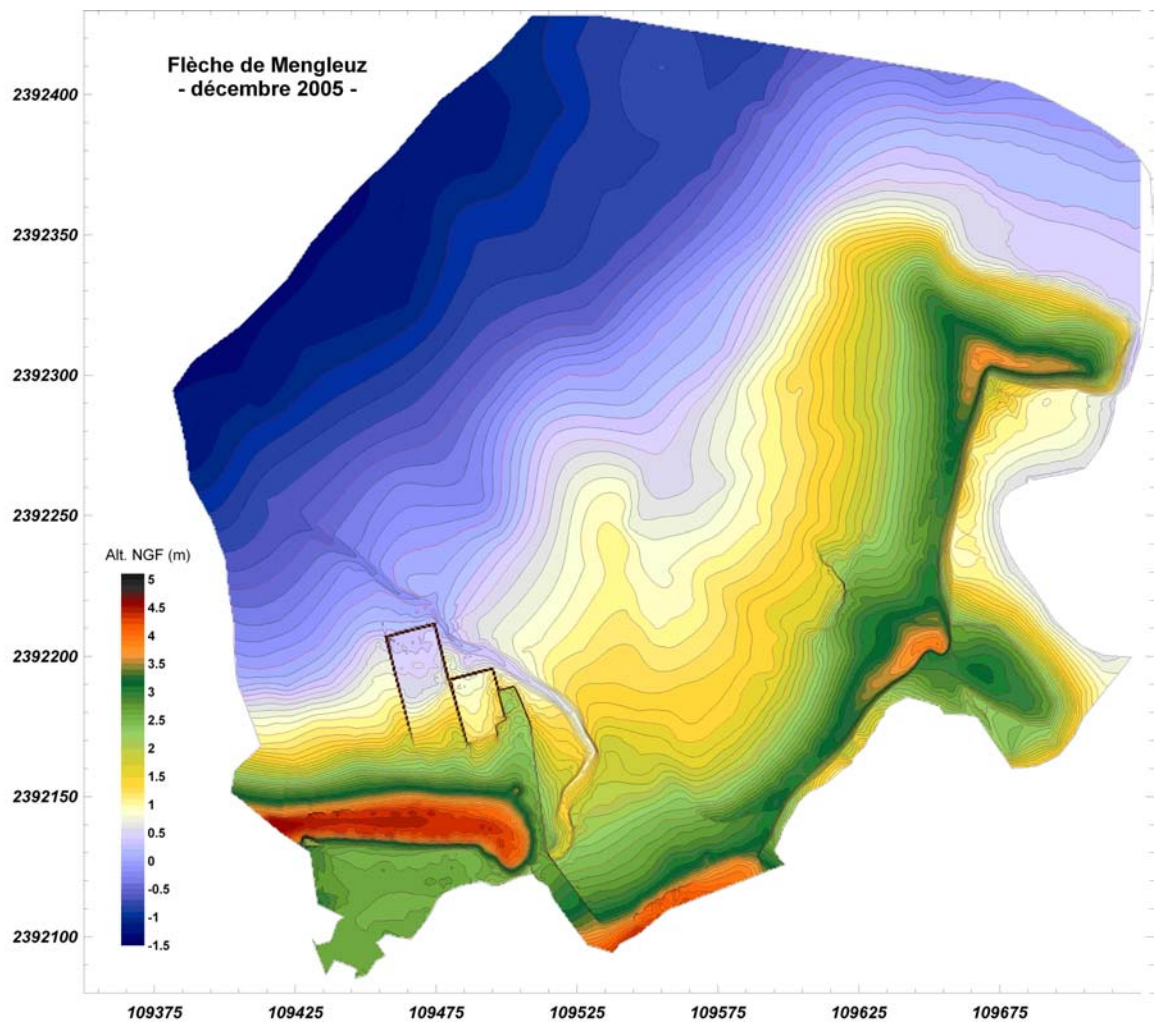
Annexe 8 – Modèles Numériques de Terrain réalisés sur la flèche de Mengleuz (résolution : 0,5 m).

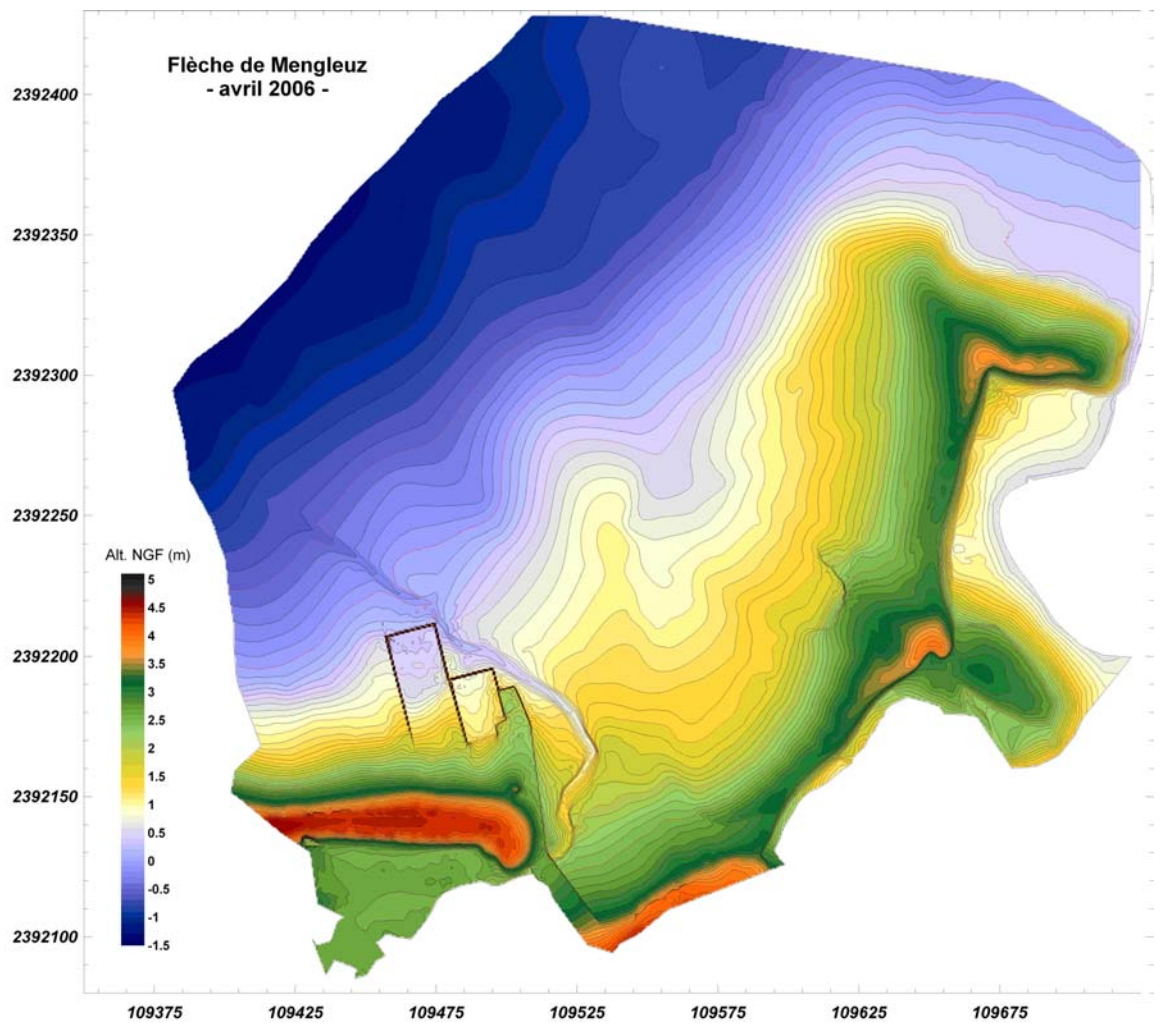


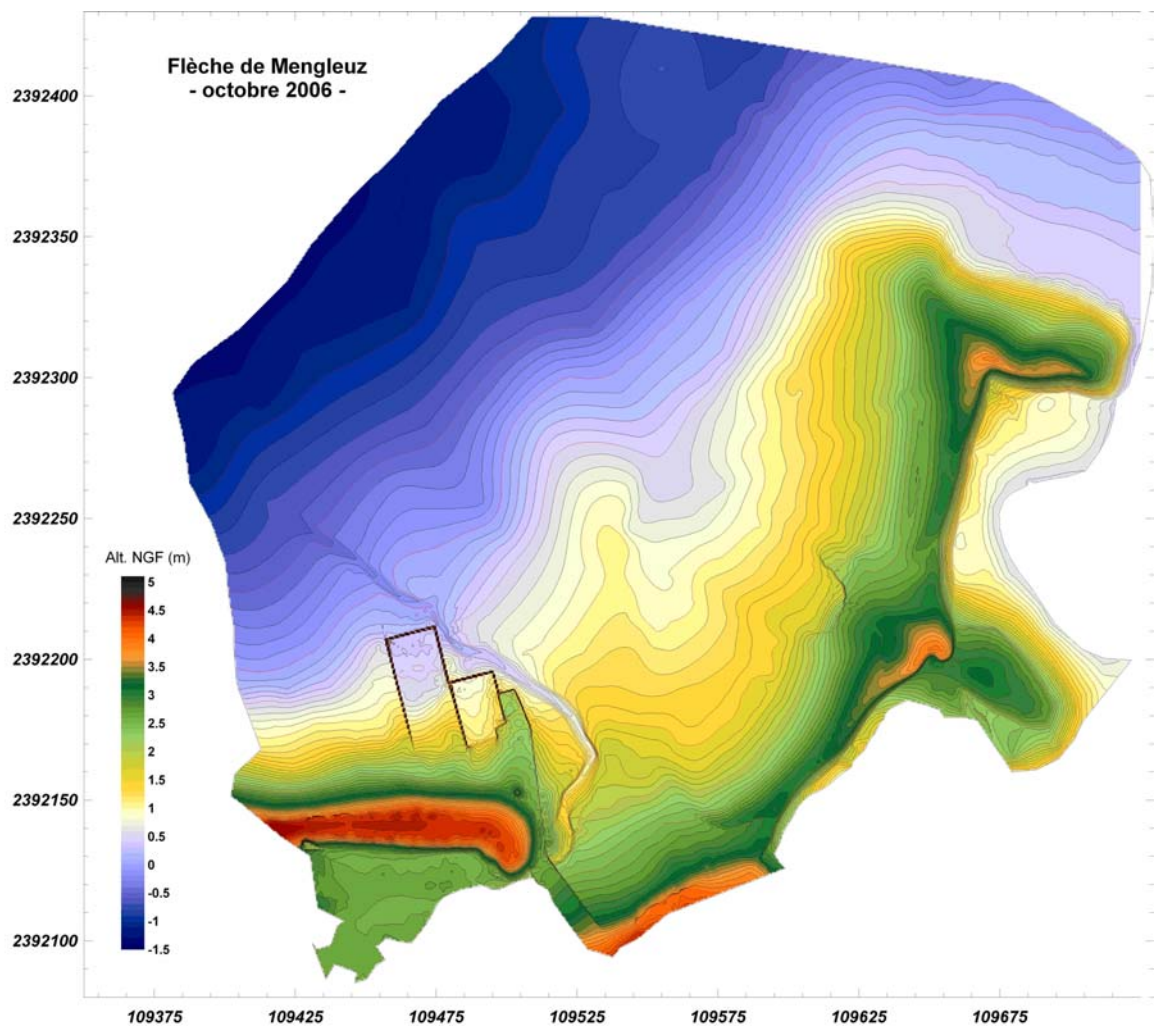


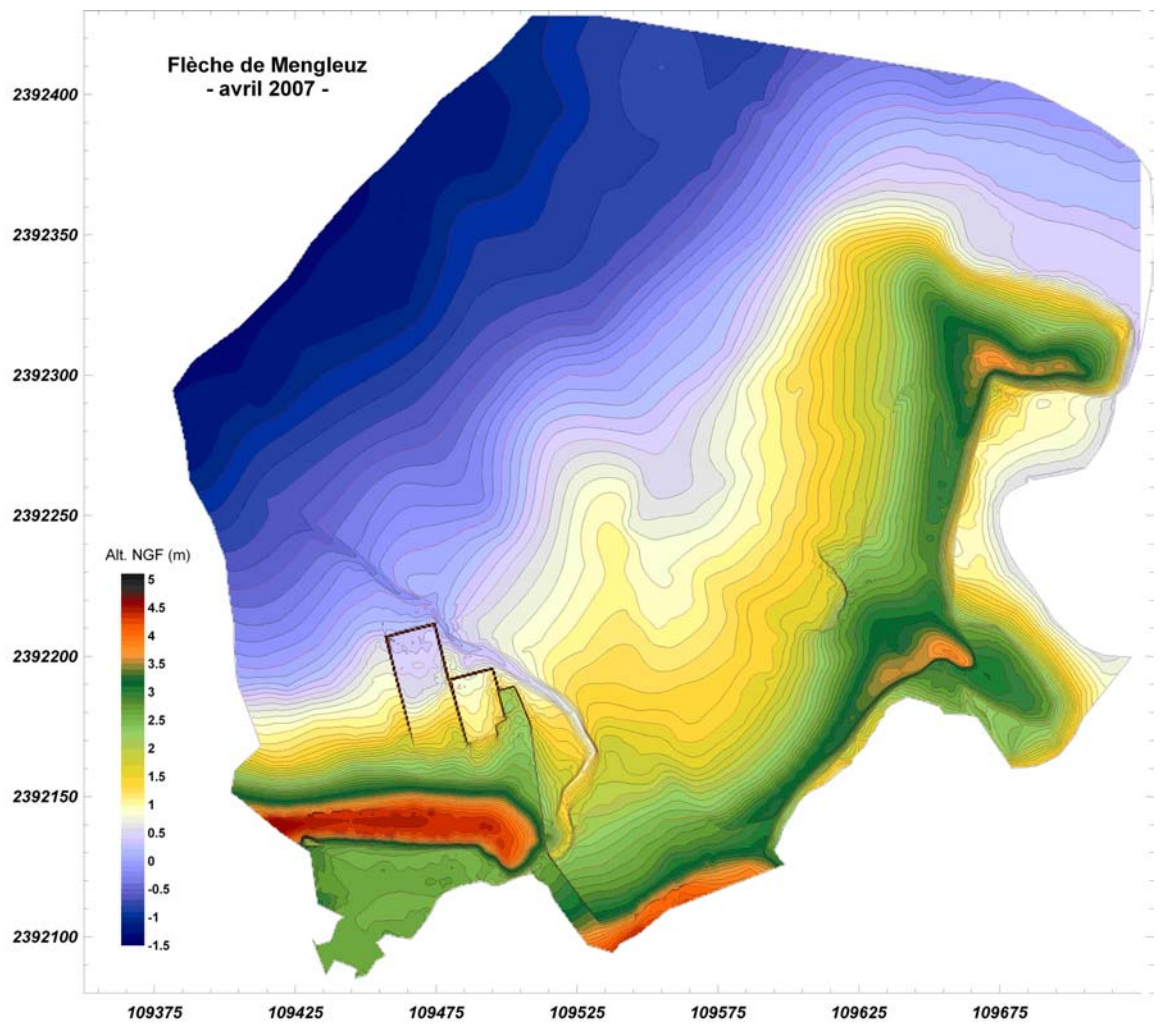


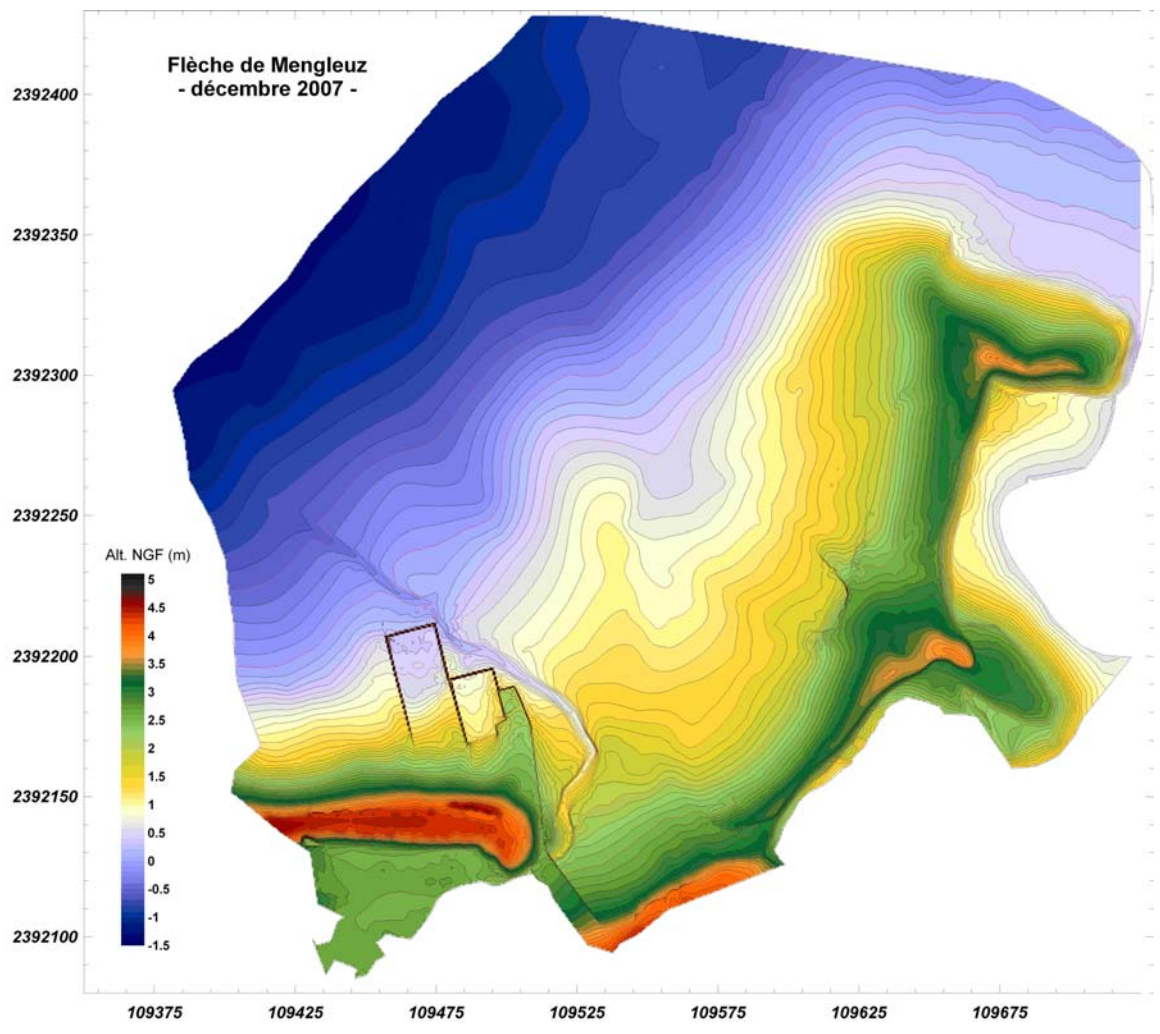




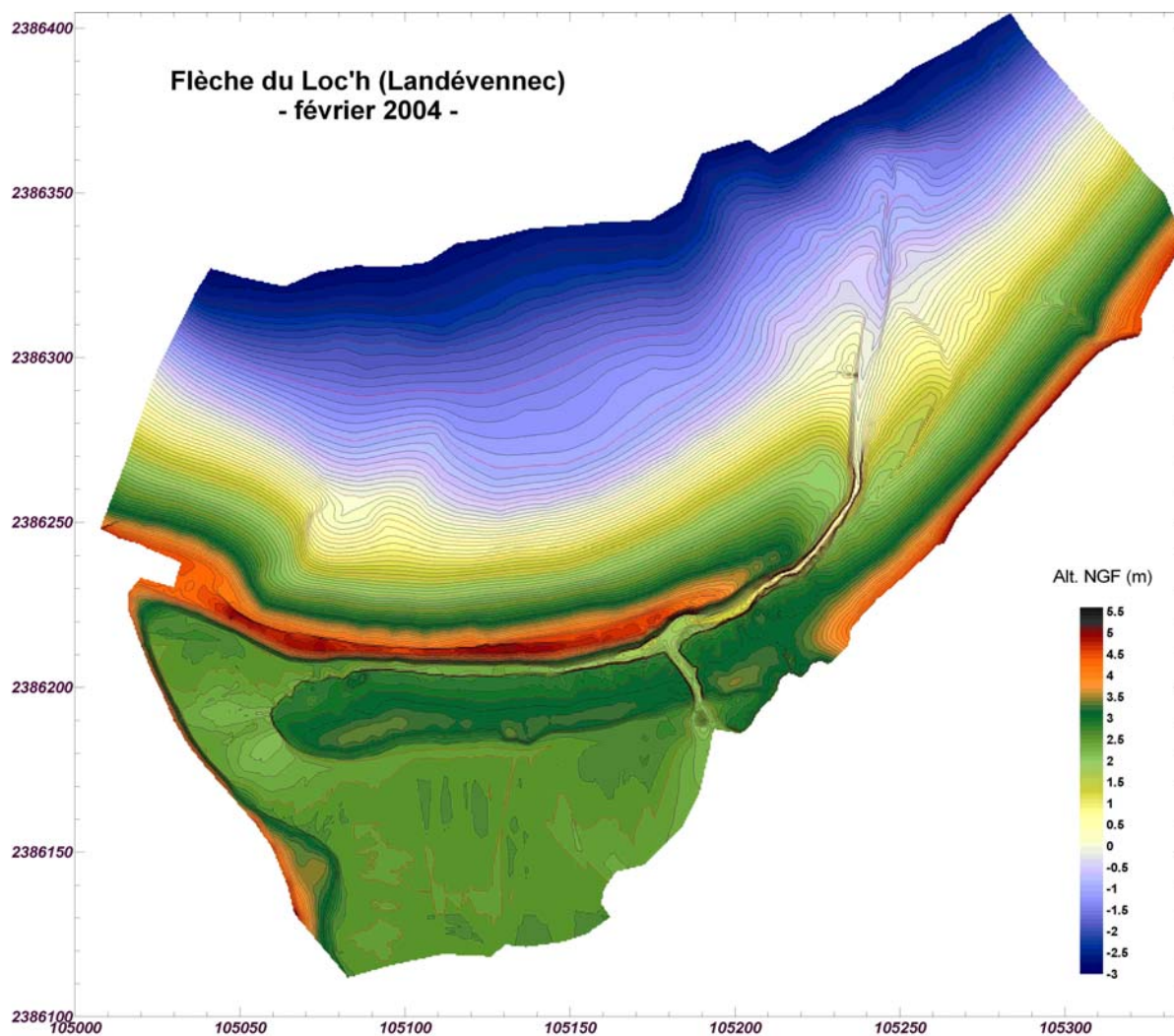


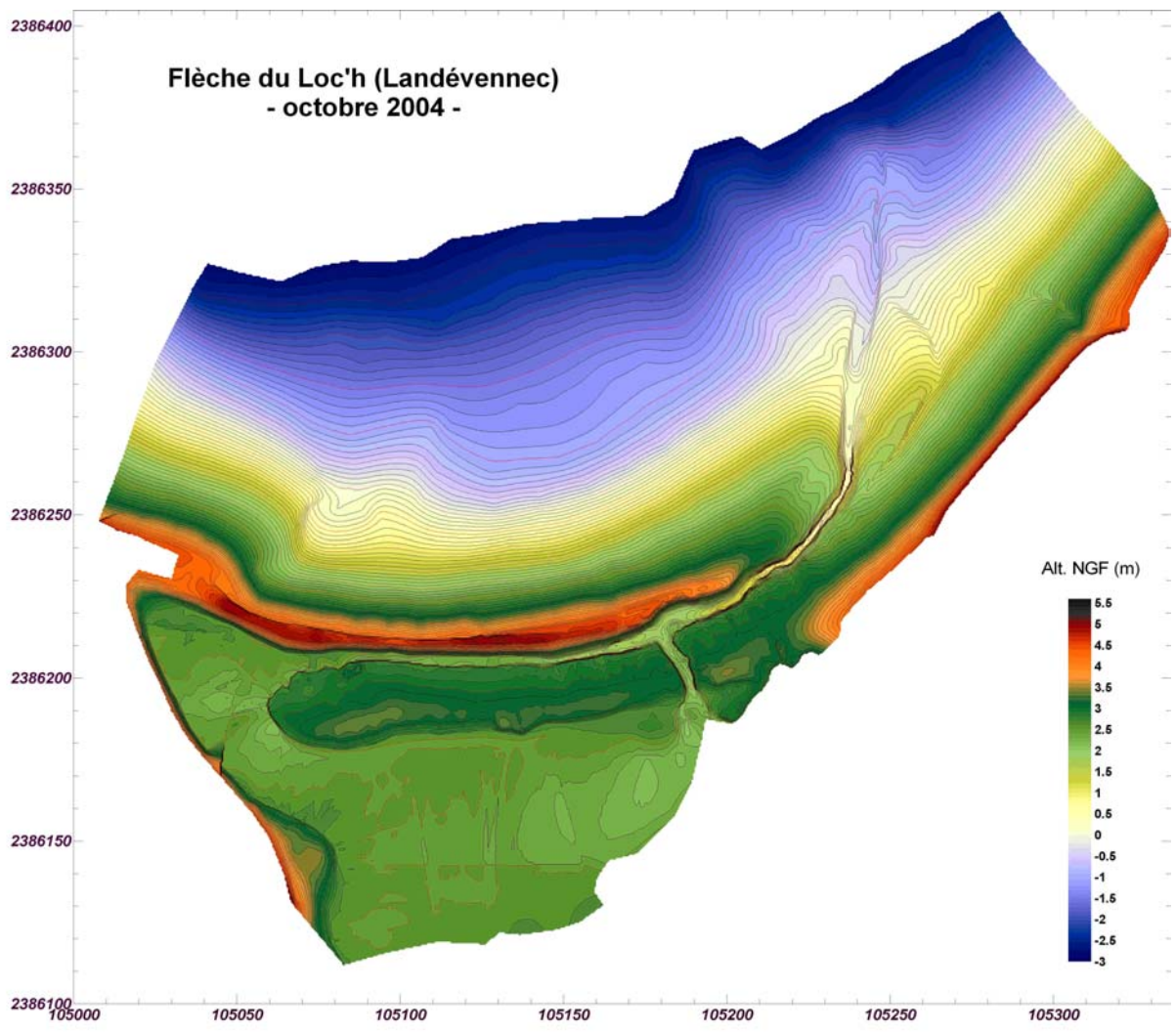


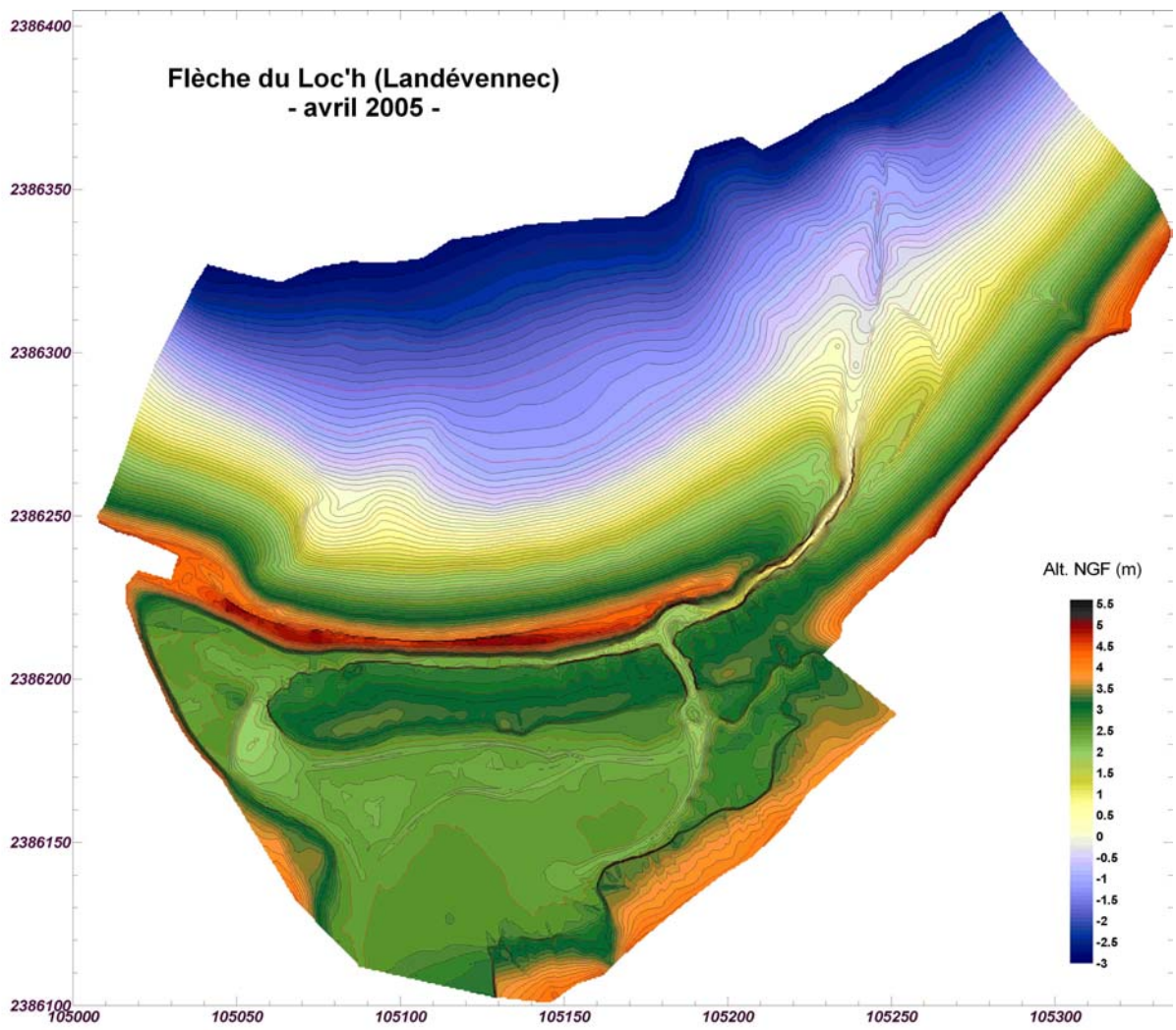


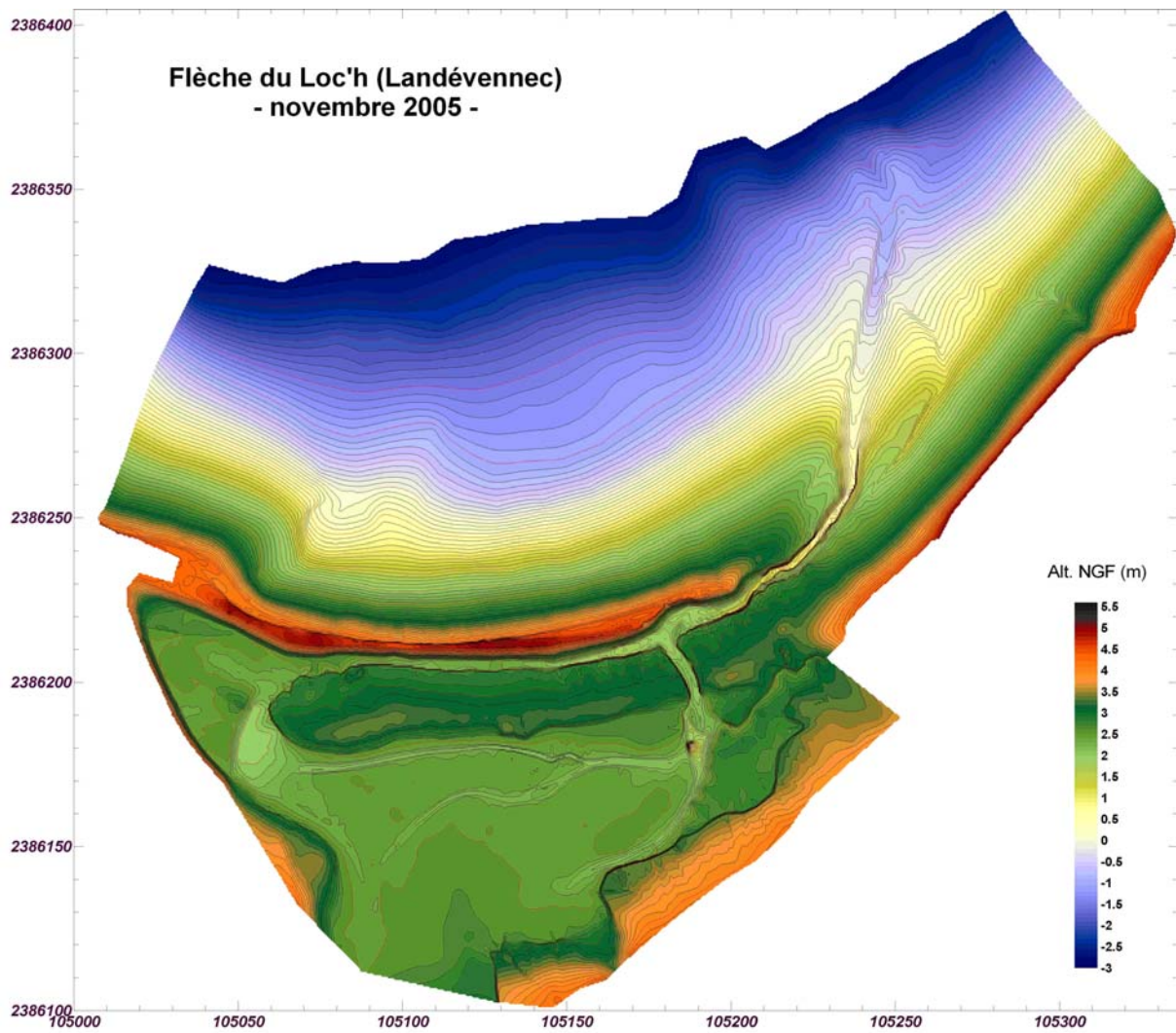


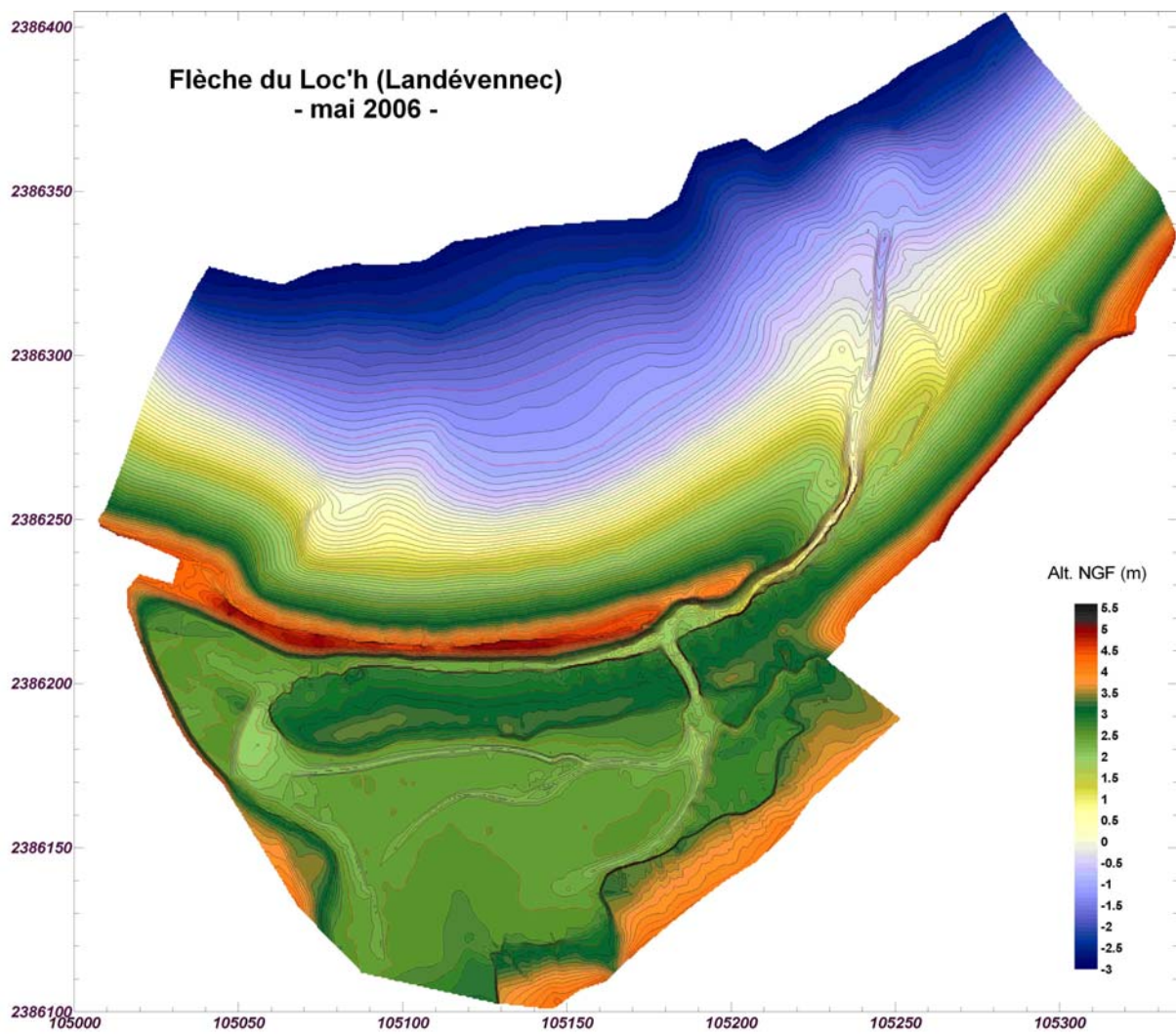
Annexe 9 – Modèles Numériques de Terrain réalisés sur les flèches du Loc'h de Landévennec (résolution : 0,5 m).

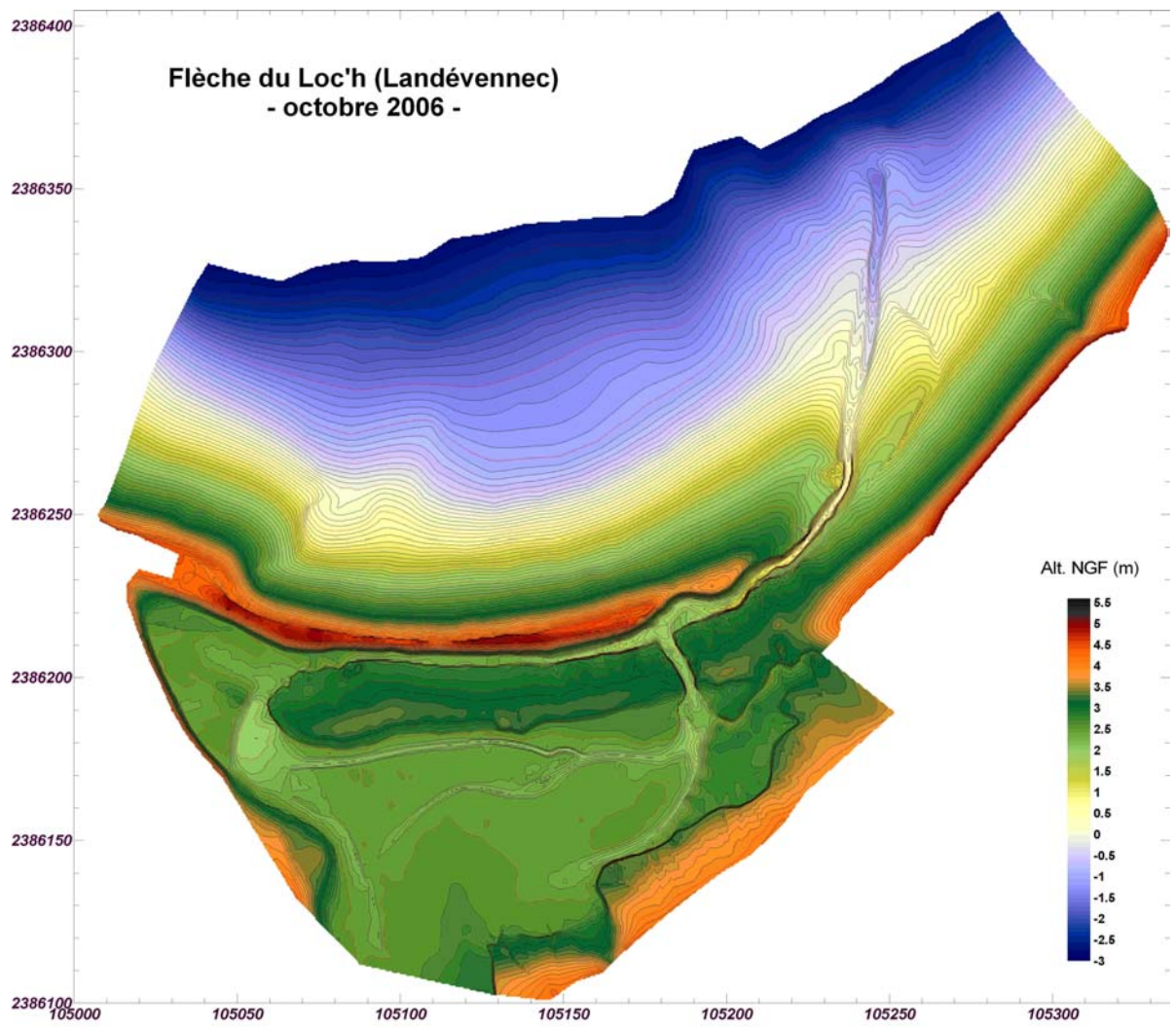


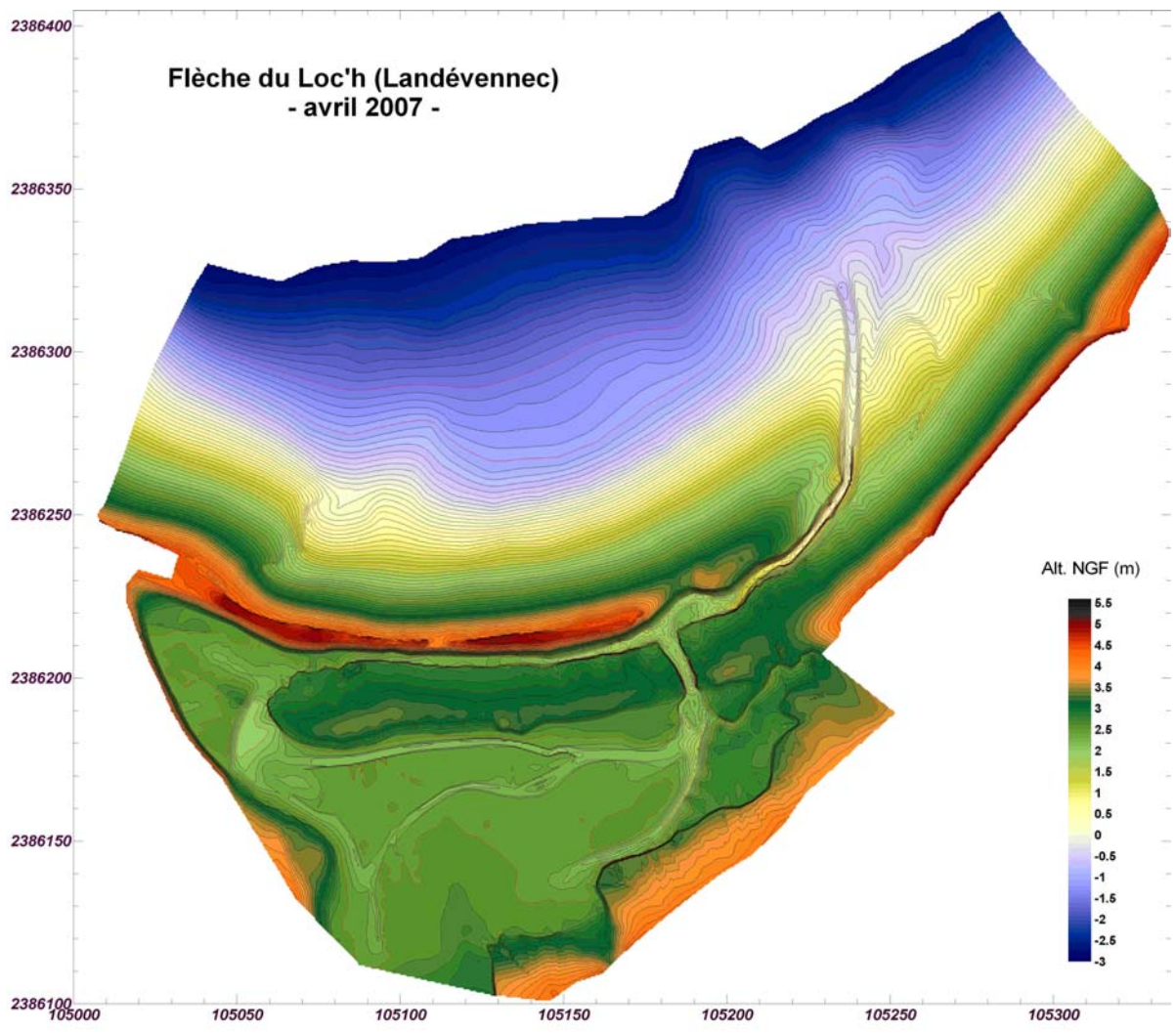


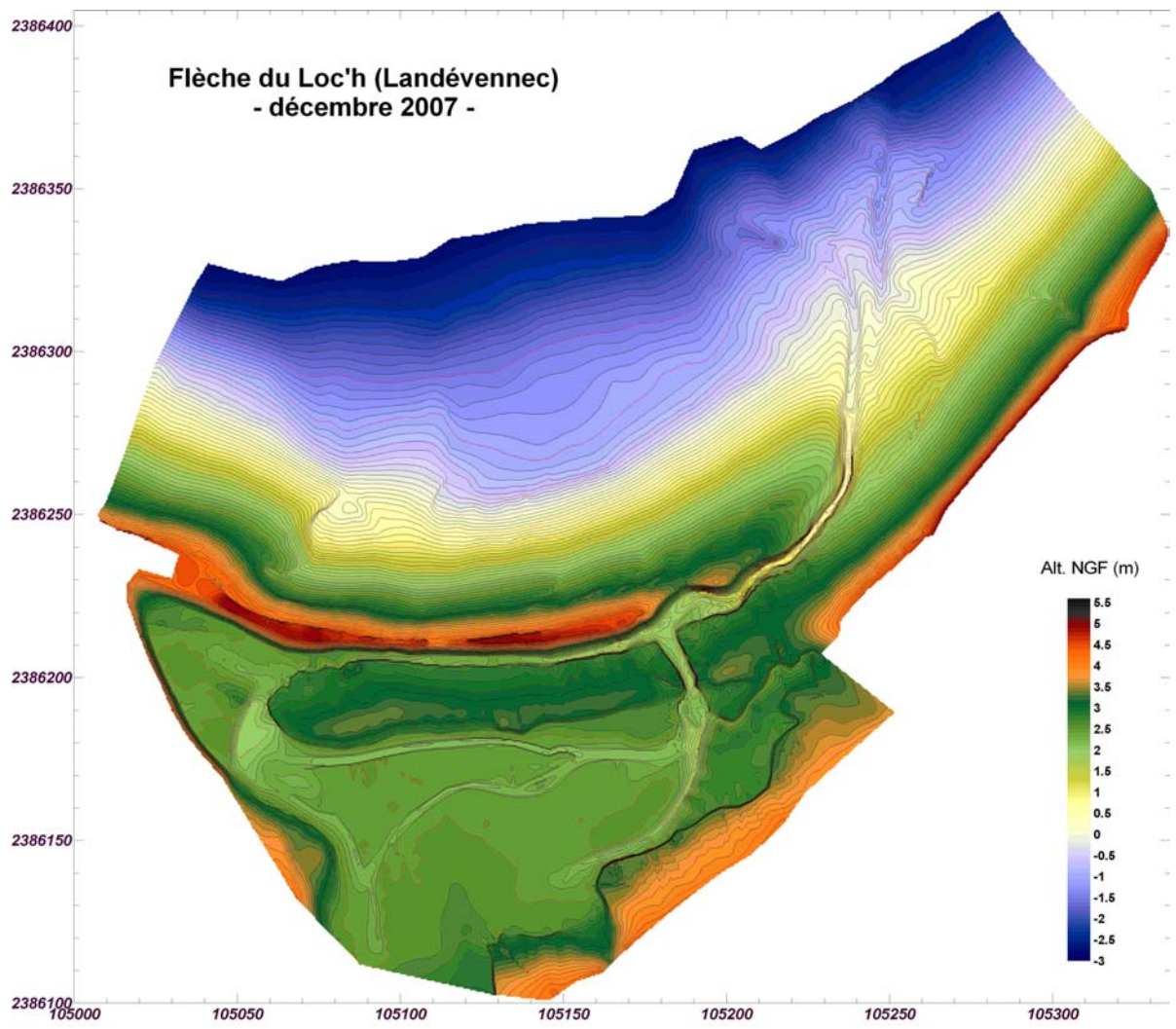




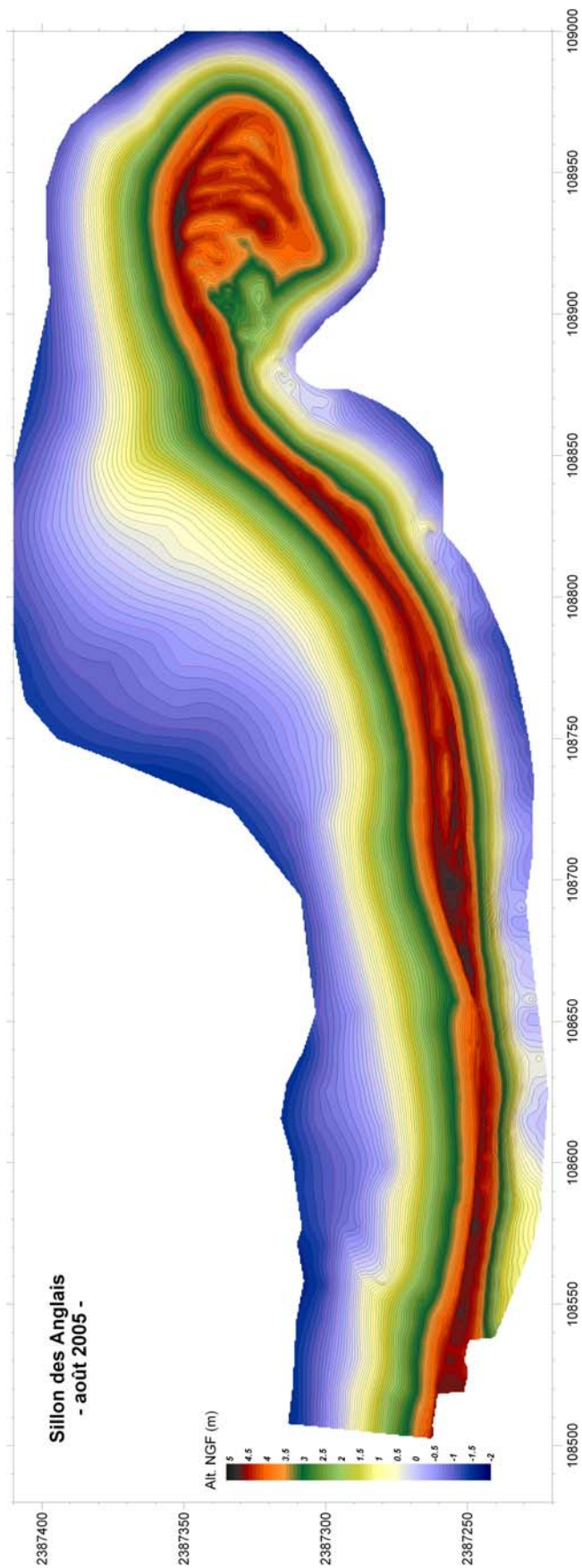


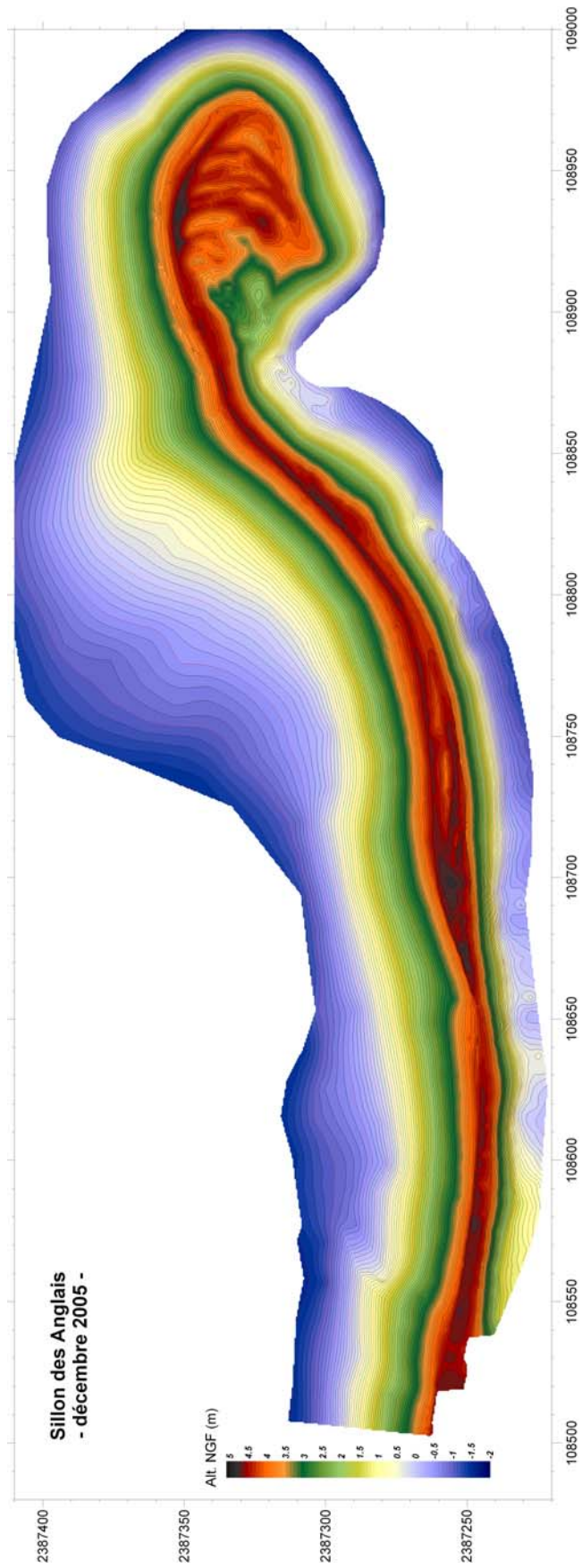


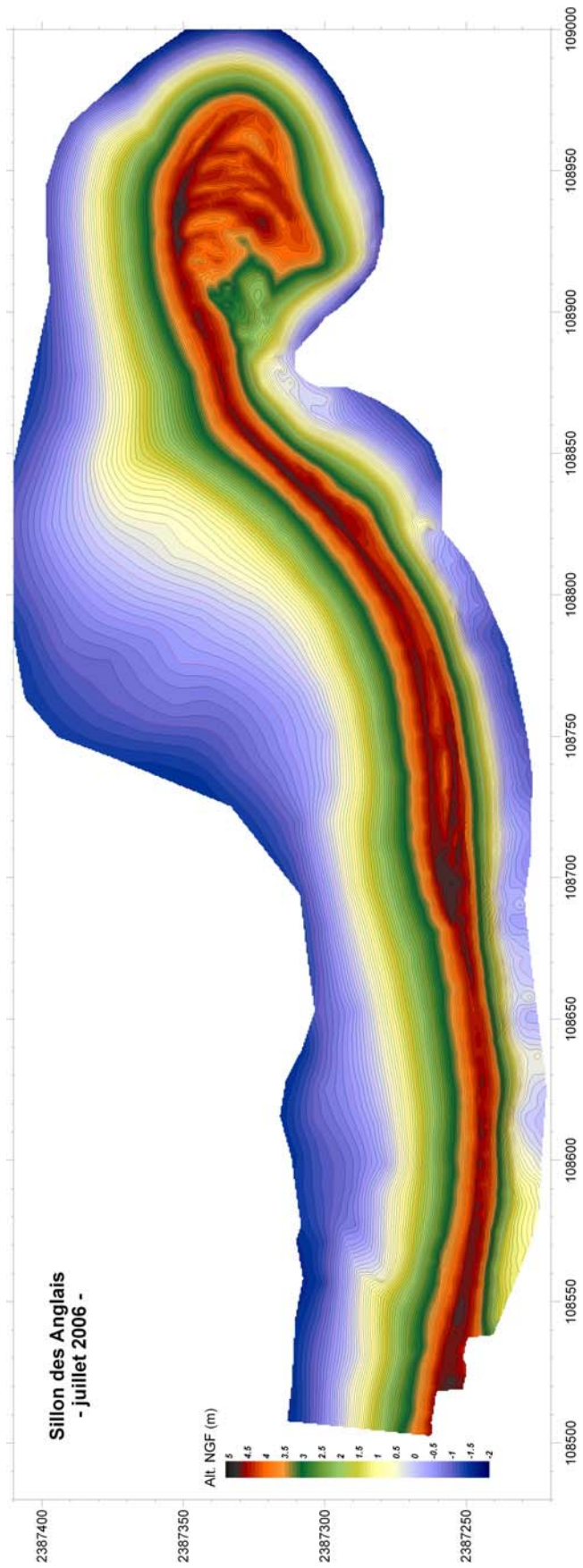


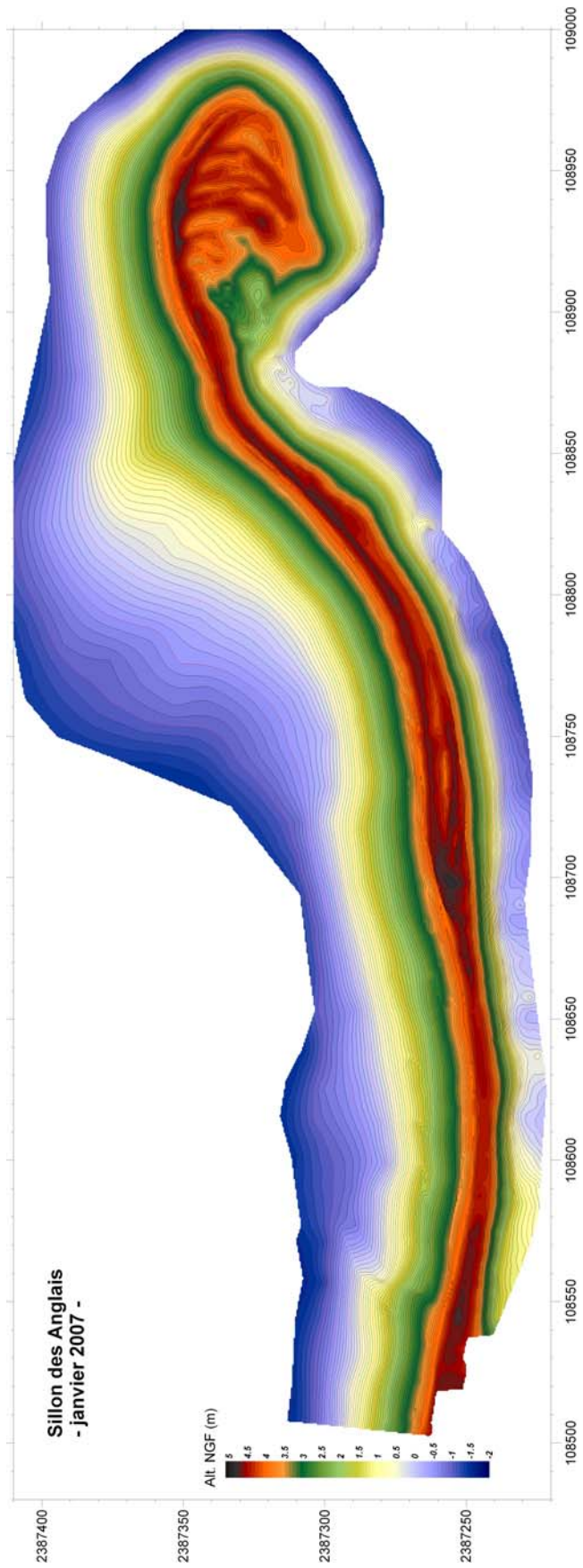


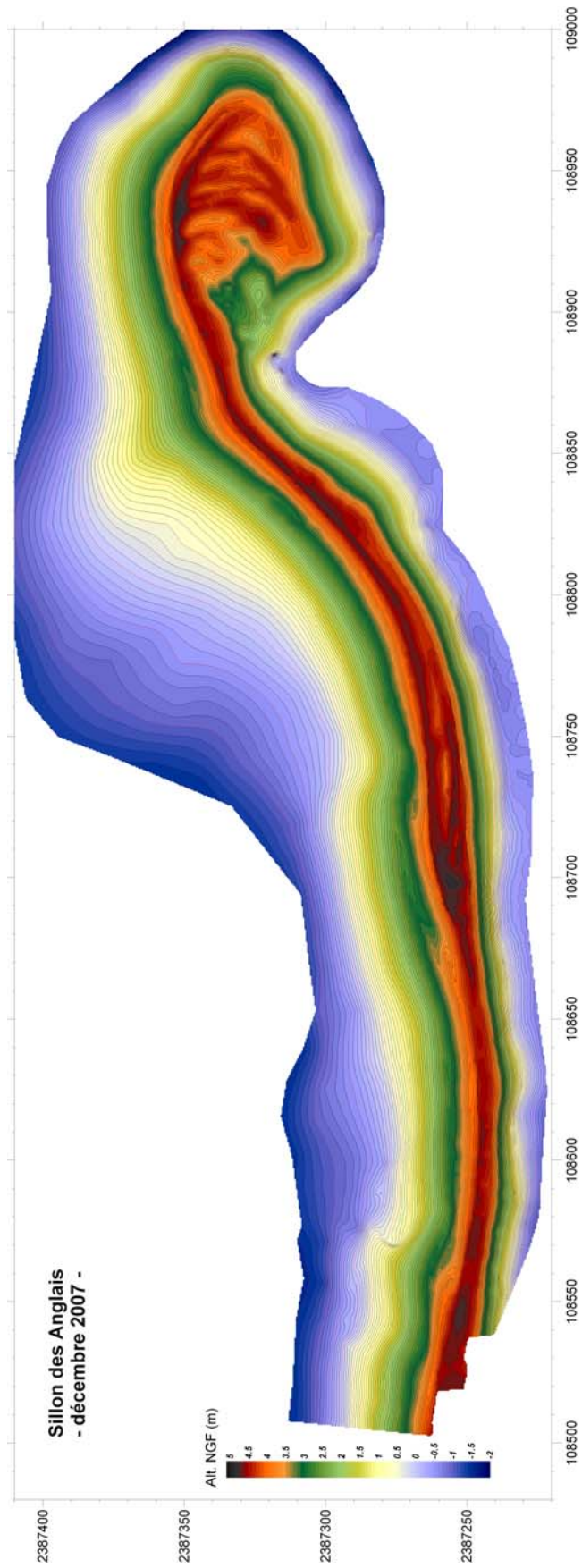
Annexe 10 – Modèles Numériques de Terrain réalisés sur le Sillon des Anglais (résolution : 0,5 m).



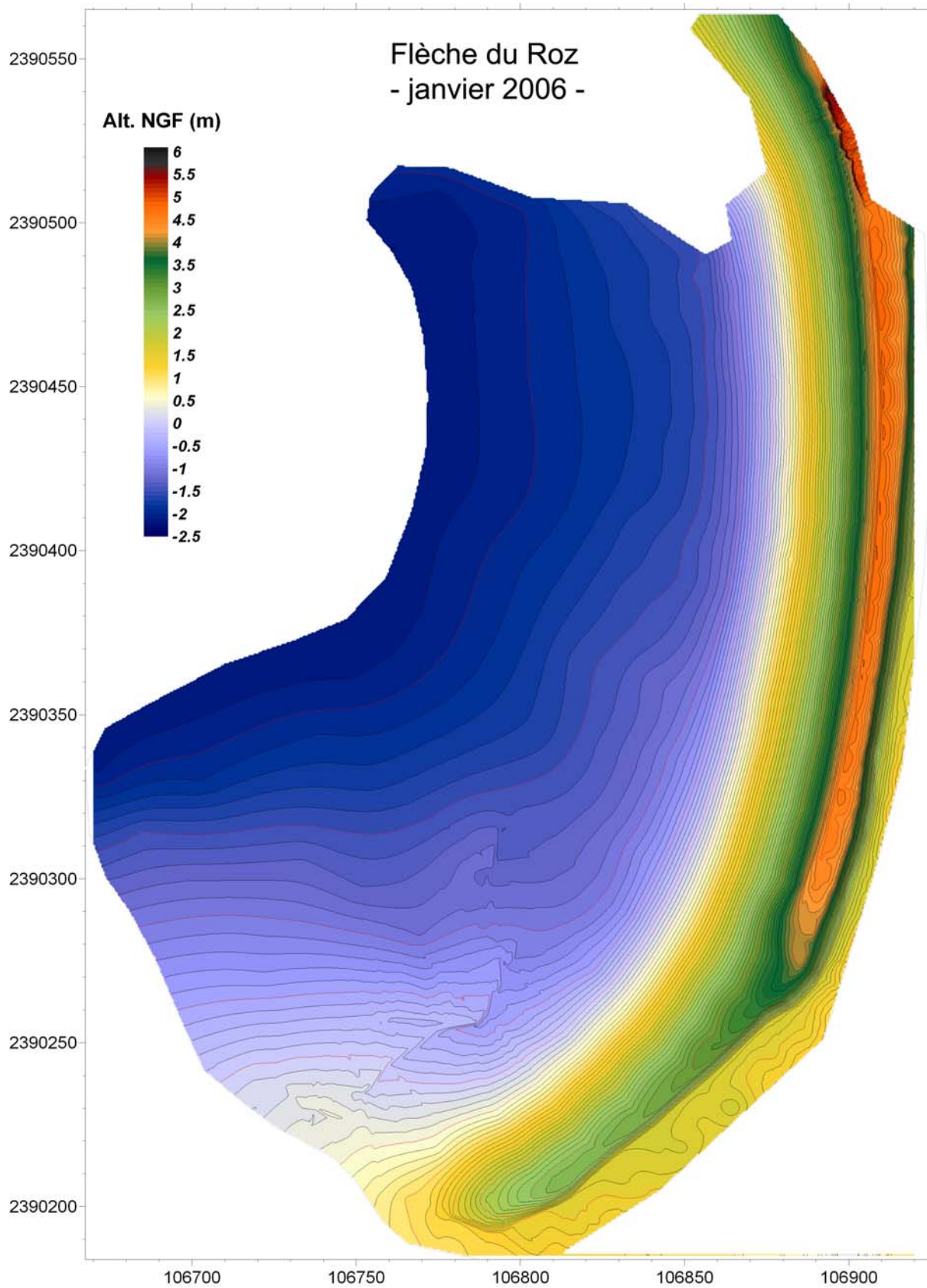


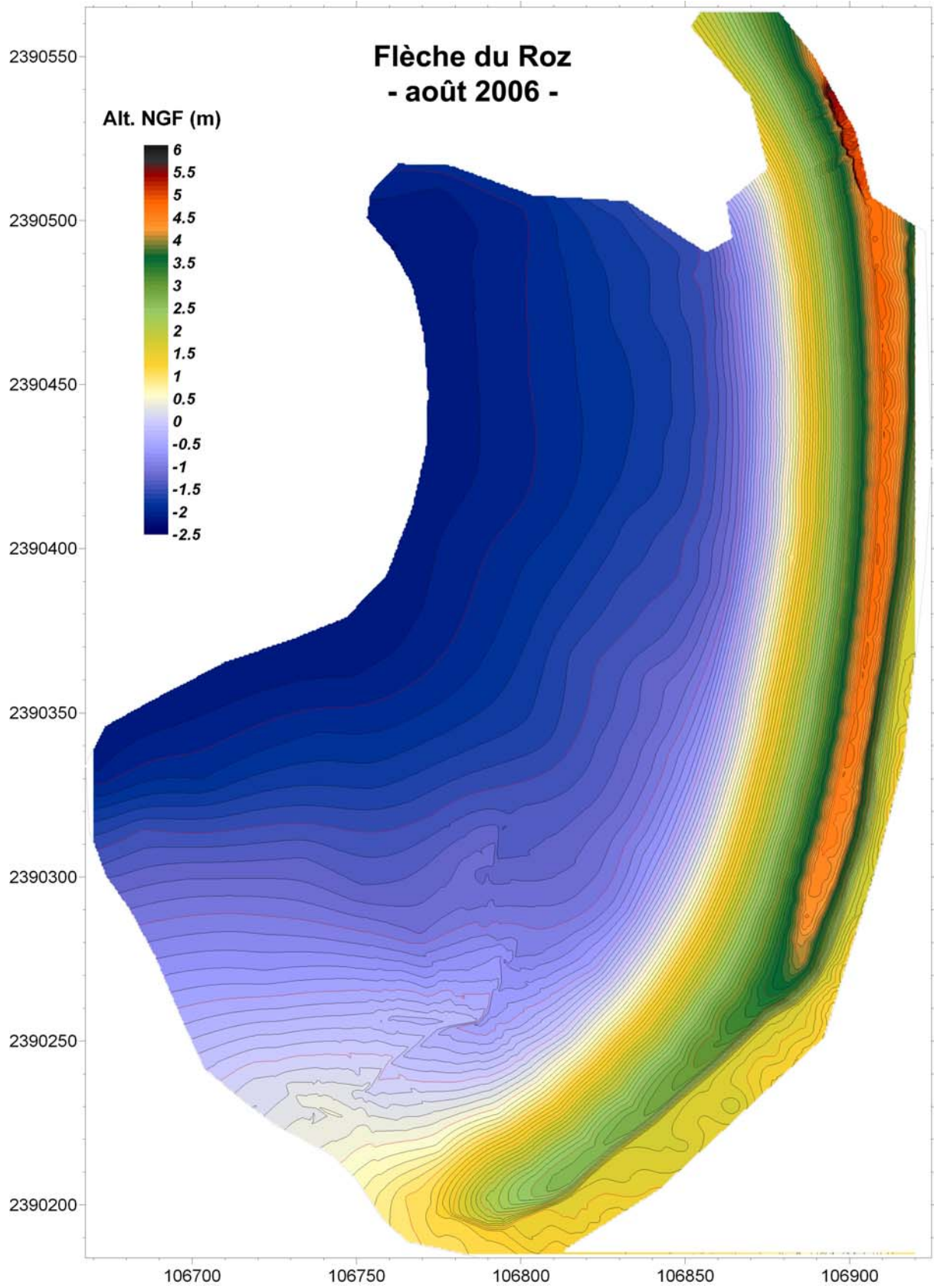


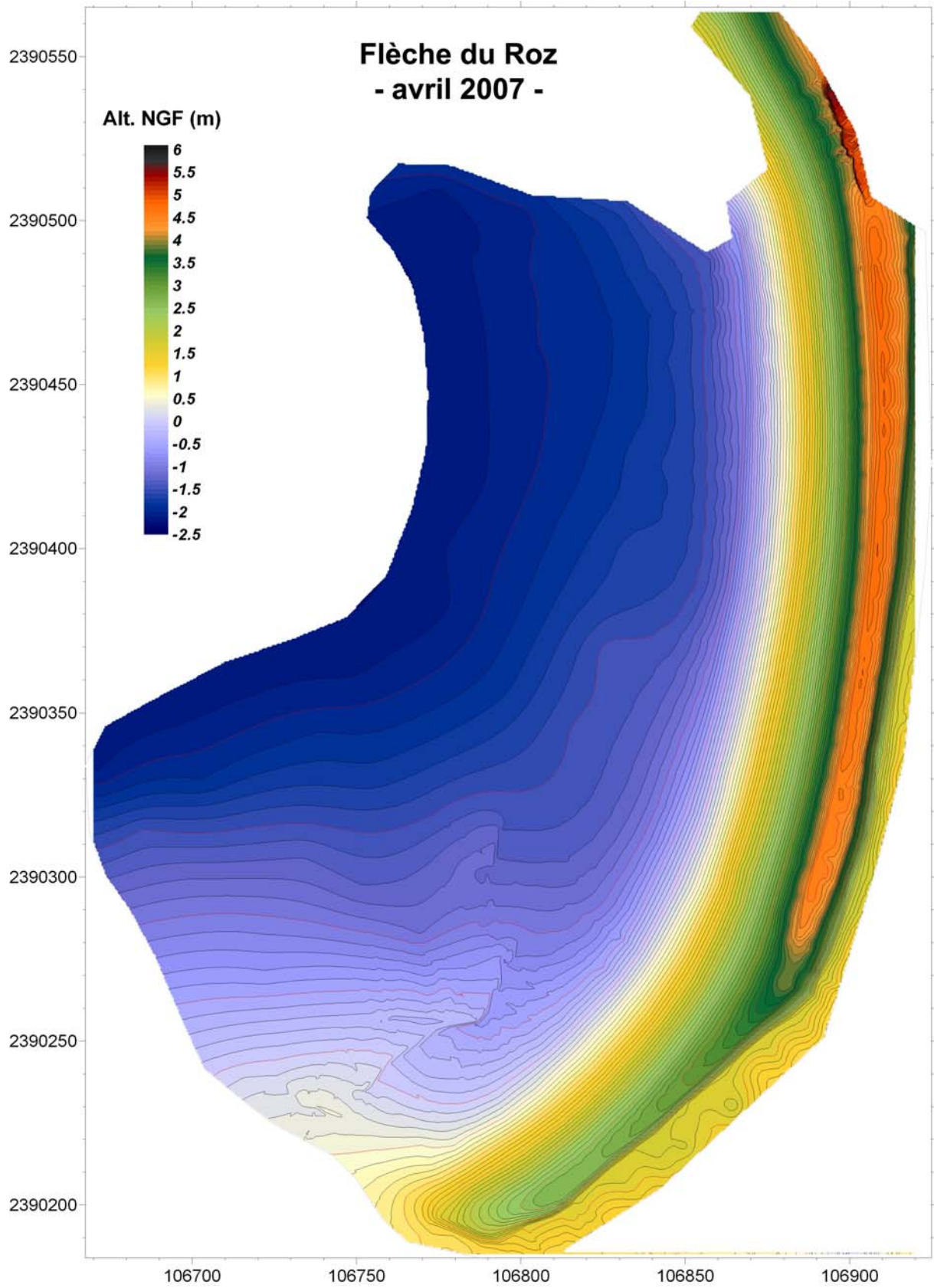




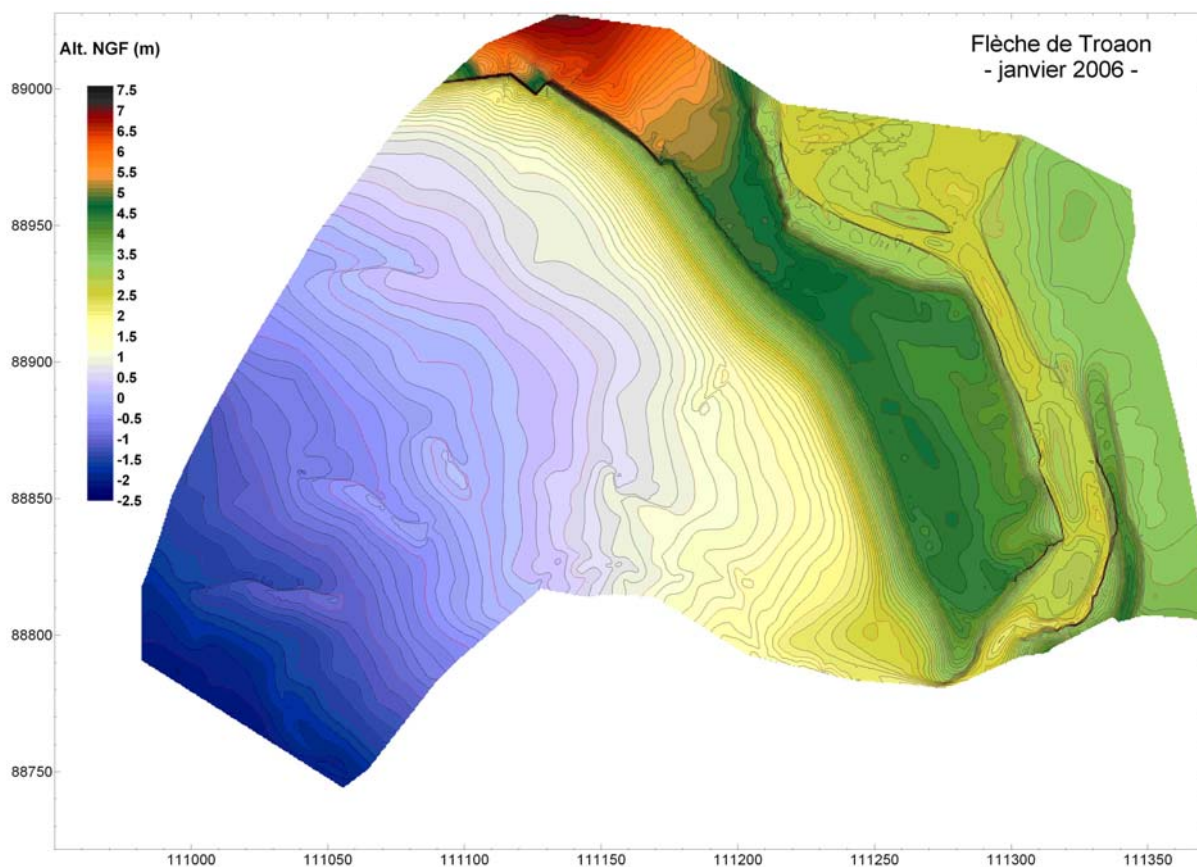
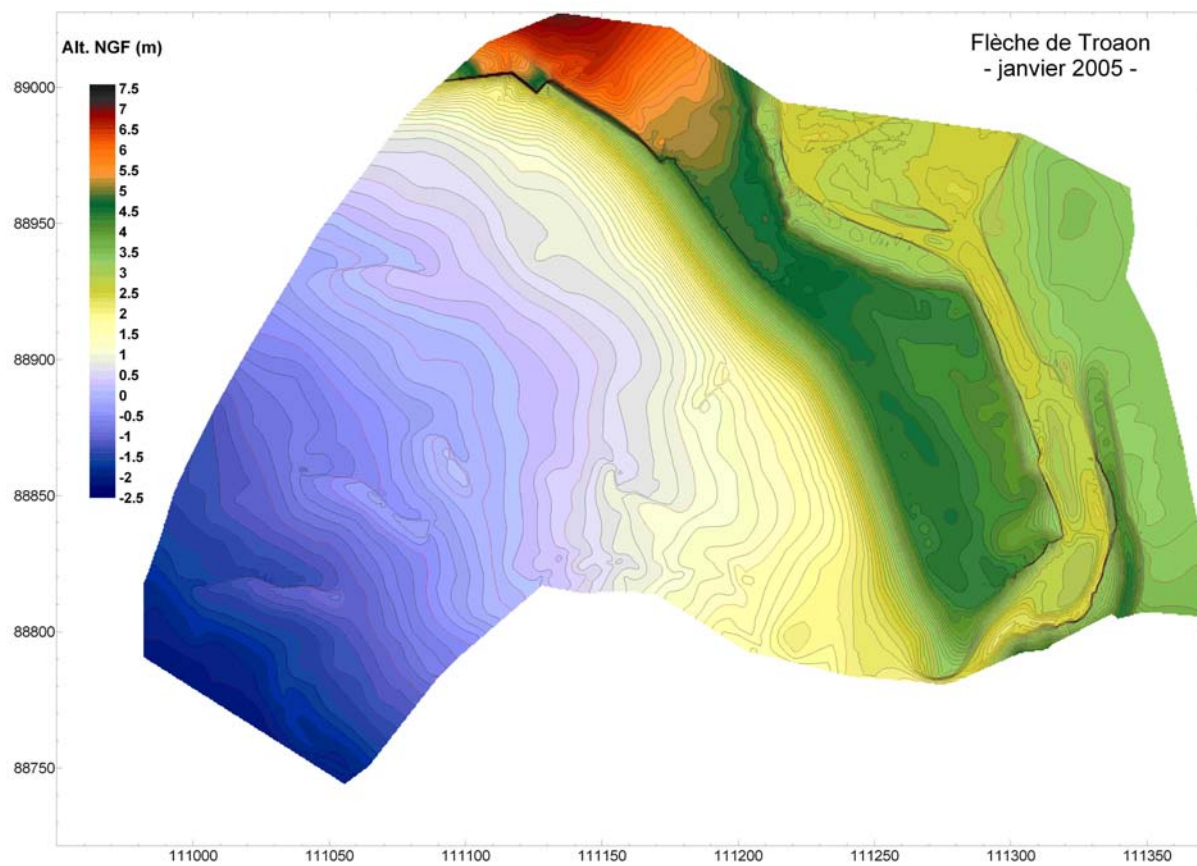
Annexe 11 – Modèles Numériques de Terrain réalisés sur la flèche du Roz (résolution : 0,5 m).

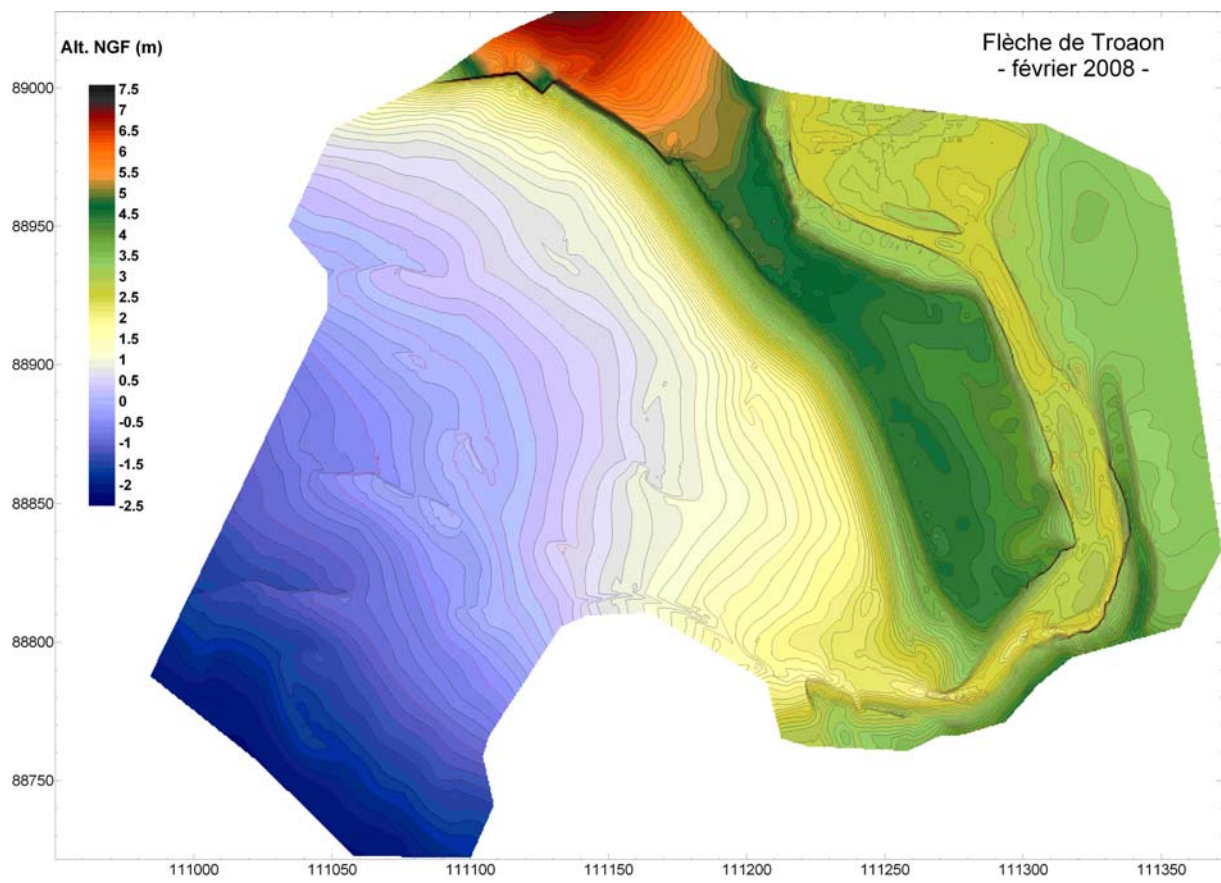
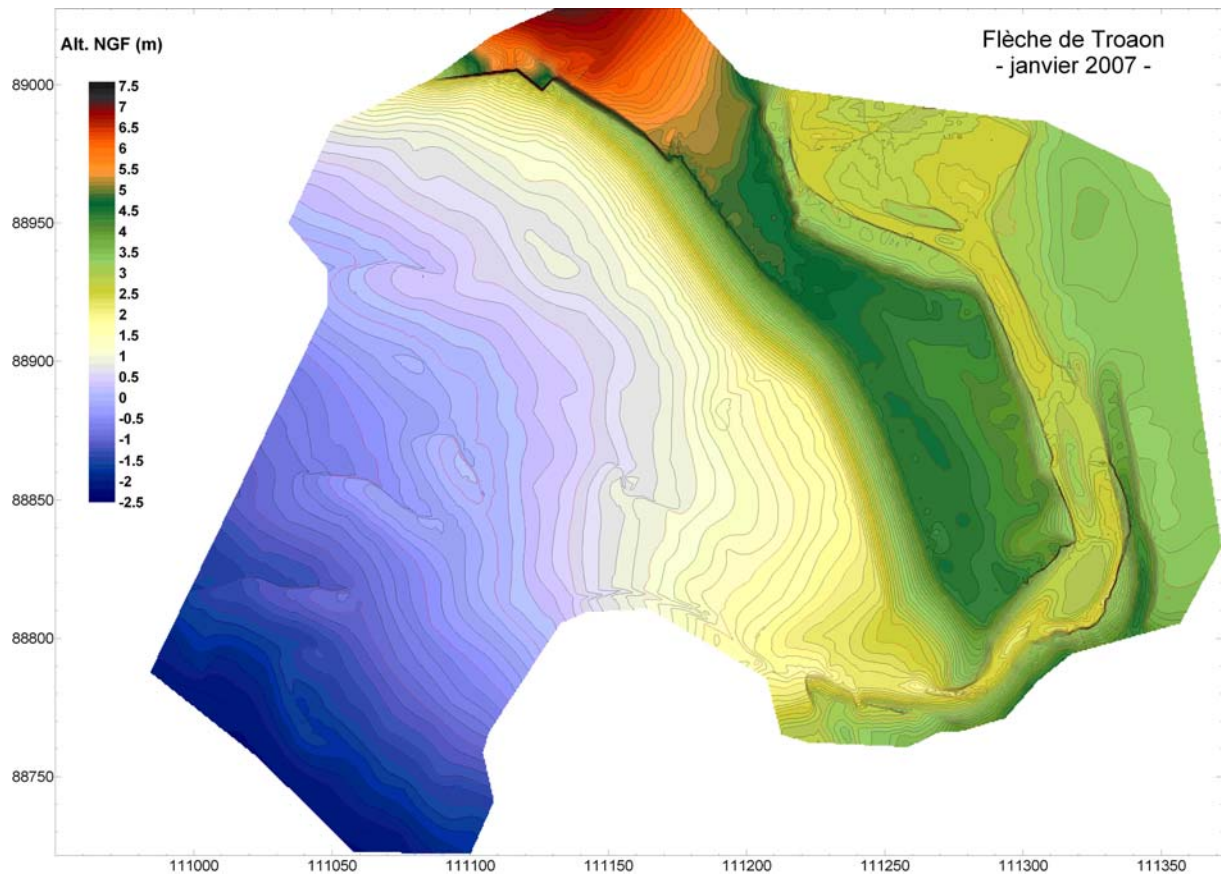






Annexe 12 – Modèles Numériques de Terrain réalisés sur la flèche de Troaon (résolution : 0,5 m).





Annexe 13 – Modèles Numériques de Terrain réalisés sur la flèche de Bétahon (résolution : 1 m).

