HAL
open science

# Changements morphologiques et bilan sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France)

Serge S. Suanez, Bernard Fichaut, Rudy Magne, Fabrice Ardhuin, David Corman, Pierre Stéphan, Jean-Marie Cariolet

## To cite this version:

Serge S. Suanez, Bernard Fichaut, Rudy Magne, Fabrice Ardhuin, David Corman, et al.. Changements morphologiques et bilan sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France). Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2011, 17 (2), pp.187-204. 10.4000/geomorphologie.9397 . hal-00522920

**HAL Id: hal-00522920**

**https://hal.science/hal-00522920v1**

Submitted on 9 Aug 2014

**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.

Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2011, n° 2, p. 187-204

# Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France)

# *Morphological changes and sediment budget of trailing accumulations forming comet tails on the archipelago of Molène (Brittany, France)*

Serge Suanez*, Bernard Fichaut*, Rudy Magne**, Fabrice Ardhuin***, David Corman**, Pierre Stéphan*, Jean-Marie Cariolet*

**Résumé**

Entre 2002 et 2009, un suivi morphosédimentaire des formes fuyantes en queue de comètes a été réalisé sur les deux îlots de Trielen et de Lez ar Chrizienn dans l'archipel de Molène (Bretagne, France). Dans le même temps, l'analyse des conditions hydrodynamiques, basée sur l'acquisition des données de houle par modélisation et à partir de mesures *in situ*, et des données marégraphiques a été effectuée. Ces formes fuyantes ne sont plus alimentées ; ceci s'explique par le tarissement du stock sédimentaire disponible accumulé sur la plateforme continentale. L'évolution morphosédimentaire de ces formes se fait donc à partir du stock en place dont les déplacements sont fortement conditionnés par les conditions hydrodynamiques. Lorsque les houles de tempête se combinent à des hauts niveaux de pleine mer de vive-eau, les transferts sédimentaires s'orientent d'est en ouest. Cette situation découle de la diffraction de la houle qui, en passant l'île d'Ouessant, prend une direction méridienne et attaque les queues de comète dans leur partie nord-est. Les seuls transits orientés dans le sens de la houle incidente d'ouest interviennent de préférence en période de faible activité morphogène (*i.e.*, houle faiblement énergétique). La résultante des déplacements sédimentaires enregistrés entre 2002 et 2009 pour les deux formes est orientée dans le sens inverse des dynamiques de construction à l'origine de leur mise en place. Le fonctionnement morphosédimentaire qui est observé correspond à un processus de « cannibalisation » propre à toutes les formes fuyantes dont l'alimentation ne se fait plus. L'analyse des conditions hydrodynamiques montre une faible relation entre les changements morphosédimentaires observés et l'Oscillation Nord Atlantique. La conjonction d'événements tempétueux et de niveaux de pleine mer de vive-eau semble jouer un rôle bien plus déterminant.

**Mots clés :** formes fuyantes, queue de comète, budget sédimentaire, Oscillation Nord Atlantique, marée de vive-eau.

***Abstract***

*From 2002 to 2009, a morphosedimentary survey of trailing accumulations forming comet tails was conducted on Trielen and Lez ar Chrizienn Islands in the archipelago of Molène (Brittany, France). In addition, an analysis of hydrodynamics, based on tidal and wave data obtained from modelling and field measurements, was carried out. These trailing beaches are no longer actively supplied with sediments from the nearshore platform. Therefore, their morphosedimentary evolution consists in a reworking of the current stock mainly dependent on hydrodynamic conditions. When storm waves occur in conjunction with high spring tides, sediment is transported from east to west. Offshore waves blocked and refracted by Ouessant Island take a meridian direction and attack the north-eastern tip of the comet tails. Sediment transport in the direction of western incident waves occurs only during periods of low wave energy. From 2002 to 2009, for both accumulations, the net longshore transport of sediment has been heading in the opposite direction to the one that prevailed during their construction. This type of morphosedimentary dynamics corresponds to a process of 'cannibalisation' peculiar to all trailing beaches that are no longer supplied with sediments. Analysis of hydrodynamic conditions shows a lack of relationship between the morphosedimentary changes and the North Atlantic Oscillation. The conjunction of storms and high spring tides seems to be much more relevant.*

***Key words:*** *trailing accumulations, comet tails, sediment budget, NAO, spring tides.*

* GEOMER – UMR 6554 CNRS LETG – Institut Universitaire Européen de la Mer – Place Nicolas Copernic – 29280 Plouzané – France (serge.suanez@univ-brest.fr).
** SHOM – 13, rue du Chatellier – 29228 Brest – France.
*** IFREMER – Laboratoire d'océanographie spatiale – BP70 – 29280 Plouzané – France.

*Abridged English Version*

*From 2002 to 2009, a morphosedimentary survey of trailing accumulations forming comet tails was conducted on Trielen and Lez ar Chrizienn Islands in the archipelago of Molène (Brittany, France). In addition, analysis of hydrodynamics, based on tidal and wave data obtained from modelling and field measurements, was carried out. The main objective of this study was (i) to determine whether the dynamics involved in the construction of these trailing accumulations aree still at work, (ii) to figure out if they are still supplied with sediments, and (iii) to analyse the impact of the storms on their evolution.*

*The morphological originality of the archipelago of Molène lies in the abundance of trailing beaches edified during the Flandrian transgression (fig. 2; Guilcher, 1959; Hallégouët, 1982a). These accumulations consist in long spreads of pebbles on the lee side of isolated rocky outcrops or islets, and form comet tails (fig. 3A) or tombolos (fig. 3B). Behind the largest islands such as Balaneg (fig. 3C) or Quemenes (fig. 3D), these trailing accumulations form large pebble barriers surrounding ponds called 'loc'h'. However, it is on Beniget (fig. 3E) and Trielen (fig. 3F) islands that they are the most outstanding. They form huge comet tails stretching SW-NE which is the direction of western incident waves (fig. 4). Cobbles and boulders are mainly exogenous derived from the shallow platform of the archipelago and surrounding continental shelf, or even from very far away since basalt clasts may be found (Hallégouët and Van Vliet-Lanoë, 1989). The abundance of frost oriented cobbles standing on the upper part of the beaches shows that during the Eemian, the coastline and the morphology of the beaches did not differ much from the present ones (fig. 5). Nowadays, this Pleistocene material is cut into cliffs by the erosion (fig. 5) and supplies the current beach.*

*Morphologically, Trielen Island is divided into three cells (fig. 6). The one in the north, constituting the most interesting morphodynamic system is analysed in this study (fig. 7). This cell is divided into four compartments (fig. 6A); the two latter represent respectively the updrift part of the trailing beach, partly supplied by erosion of the Eemian beach of Porz, and the tip of it. This last section named Penn Biliog, reaching 10 m in height and 200 m in width, is the most massive and corresponds to the end of the longshore transport corridor. Its orientation NW-SE shows that the comet's tail end has been recurved to the south-east quadrant by the combined action of secondary waves coming from the north and of the strong ebb current in La Chimère channel (fig. 1). The recurved spit isolates a depression presently occupied by a pond: le loc'h (fig. 6B). The Lez ar Chrizienn Island is almost exclusively made of cobbles anchored on a shallow rocky platform (fig. 7). The sediments eroded on the western side migrate progressively on the lee side of the island (fig. 6A) where the secondary waves from north-east have built four ridges added incrementally. The three oldest ridges are vegetated (fig. 6B). Concerning the hydrodynamic context of the Iroise Sea, tides are semi-diurnal. Tidal range varies from 3 m during neap tides to 7 m during spring tides. The level of lowest low spring tides is 3.48 m under the French datum. The archipelago of Molène is directly exposed to the prevailing swell from west to north-west (270° to 310°; fig. 1). The significant wave height ($H_{sig}$) is about 1.5 m, the most frequent maximum wave height ($H_{max}$) reaches 2.5 m, but may exceed 16 m to 18 m (Fichaut and Suanez, 2008). Modelling of wave propagation shows that on the western part of the archipelago, western swells are refracted and therefore reach Trielen with a west-south-west incident direction. In the north-east of the archipelago, offshore waves blocked and refracted by Ouessant Island and assume an east-north-east direction when they reach the eastern coast of Trielen Island (fig. 8).*

*The morphosedimentary survey of the trailing beaches of these two islands started in 2002 with an annual frequency (tab. 1). The field measurements have been made using differential GPS and were calibrated using the geodesic marker from the French datum. Sediment budget analysis was based on comparison of the digital elevation models (DEM) established after each survey. The analysis of wave dynamics was based on data obtained by modelling for the period of the study, and on field measurements. The latter was made from January to June 2009 using wave gauge sensors (Ocean Sensors type) located on the east and west of Trielen Island in the intertidal zone (fig. 9). Morphosedimentary dynamics observed from 2002 to 2009 on the two islands (fig. 10) show that eastward sediment transport conforms to the direction of western incident waves, occurring mainly during phases of low morphogenetic activity and/or during neap tides. On the contrary, when western storm waves occur at the same time as high spring tides, the sediment transport heads to the west. In this last condition, refraction of offshore wave when passing Ouessant Island is associated with high energy because the depth of water is increasing. Therefore, wave attack of the eastern section of the trailing accumulations on Trielen and Lez ar Chrizienn Islands generates significant westward sediment transport. The morphosedimentary survey from 2002 to 2009 also shows that these accumulations are no longer supplied with active sediment (fig. 11). Therefore, morphological changes consist in a reworking of the current sedimentary stock. In parallel, for both accumulations, the net longshore transport of sediment has been heading in the opposite direction to the one that prevailed during their construction (fig. 11). The inversion of morphosedimentary dynamics between these two phases is not due to major changes in the meteo-oceanic conditions, but to the fact that the shallow continental shelf surrounding the islands does not feed the beaches anymore. The only additional active input of sediments to the beaches is from the erosion of still available Pleistocene deposits and eventually from the erosion of the supratidal part of the comet tail itself. This type of morphosedimentological dynamics corresponds to a process of 'cannibalisation' peculiar to all trailing beaches that are no longer supplied with sediments. A cross analysis of the shoreline changes (fig. 12) and of the hydrodynamic conditions during the survey (fig. 13) points out the role of the combined action of storm waves and spring high tides in the retreat of*

*the shoreline. These results indicate a lack of relationship between the morphosedimentary changes and the North Atlantic Oscillation. The conjunction of storms and high spring tides seems to be much more relevant.*

## Introduction

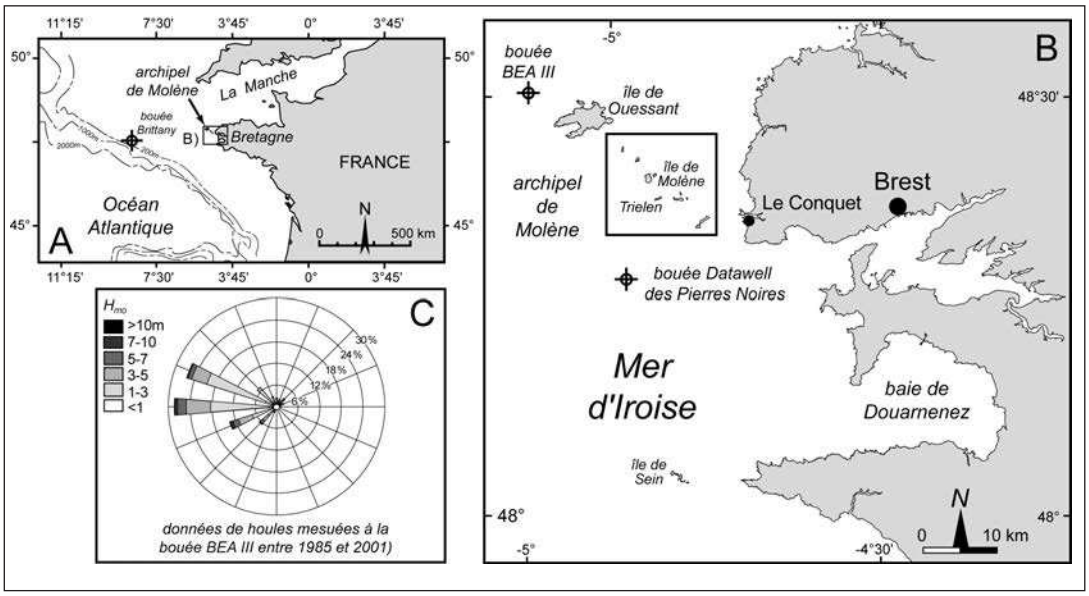
Très peu d'études ont été réalisées sur la dynamique morphosédimentaire des queues de comète malgré le fait que ces formes d'accumulation fuyant la houle aient été particulièrement bien décrites dès la fin des années 1940. Le terme de « queue de comète » revient à A. Guilcher (1950) qui l'a utilisé pour la première fois dans l'analyse des processus de construction de l'accumulation de galets de l'île de Béniguet dans le Finistère. S'appuyant sur une approche morphodynamique novatrice, découlant des travaux de W.V. Lewis (1938) et de A. Schou (1945), l'auteur a montré que l'orientation de ce cordon littoral était directement liée à la direction du fetch maximum et à la résultante des vents les plus forts. Il a également suggéré que les courants de marée, dans le cas précis de l'île de Béniguet, n'avaient aucune implication dans le processus de construction et d'évolution de cette forme d'accumulation. L'étude des queues de comète des côtes nord-ouest et ouest de la Bretagne (Guilcher *et al.,* 1959), de l'archipel de Lilia et Landéda (Guilcher et Adrian, 1959) et de la côte Trégoroise (Pinot, 1963) ont permis par la suite de déterminer les conditions hydrodynamiques essentielles à leur mise en place et de définir leurs caractéristiques morphosédimentaires. Elles correspondent à des accumulations de matériaux qui s'étirent en arrière d'un obstacle naturel (*i.e.*, îles ou écueils) suivant la direction principale de la houle incidente à l'origine de leur mise en place. Pour autant, les phénomènes de réfraction jouent un rôle considérable dans l'orientation des formes. Comme l'ont montré A. Guilcher (1959) dans l'archipel de Molène et J.-P. Pinot (1963) dans le Trégor, le sens d'étirement des queues de comètes reflète le plus souvent la déformation des orthogonales de houle à la côte. Il arrive également que l'orientation de la forme puisse changer au cours du temps. Ainsi, A. Hénaff (2008) a montré que les queues de comète pouvaient constituer un excellent indicateur des variations du sens de propagation de la houle et, par là même, des changements des conditions météo-océaniques à l'échelle régionale. De même, J.-P. Pinot (1963) a montré que la queue de comète holocène de Roc'h Louet à Perros-Guirec (Cotes d'Armor) s'étire bien plus à l'est que celle datant de l'Eémien, ce qui témoigne de conditions de vent différentes lors des deux interglaciaires.

En Bretagne, la morphologie et la sédimentologie de ces formes d'accumulation présentent aussi des caractéristiques bien particulières. Elles sont constituées d'éléments détritiques grossiers (métriques à centimétriques), débités par le gel dans la roche en place lors des phases froides quaternaires et pour lesquels la granulométrie décroît en s'éloignant de la roche d'abri (Guilcher *et al.,* 1959 ; Pinot, 1963). Les analyses réalisées sur le degré d'émoussé de ces matériaux ont indiqué qu'en dehors des milieux particulièrement ouverts (comme le plateau de Molène où la chaussée de Sein), le façonnement des éléments est le plus souvent assez faible, voire médiocre (Guilcher et Adrian, 1959 ; Guilcher *et al.,* 1959). Les auteurs ont expliqué cette particularité par le fait qu'une fois accumulés à « l'ombre » de l'obstacle protecteur, les éléments ne sont pratiquement plus pris en charge. À l'inverse, en milieu ouvert, les matériaux sont beaucoup plus émoussés car l'action abrasive est très efficace dans ces environnements battus par l'océan. Par ailleurs, le façonnement plus évolué du matériel détritique en milieu ouvert résulte d'un remaniement de plages quaternaires antérieures à la dernière période froide (Guicher, 1959 ; Hallégouët, 1982 a et b). Ces matériaux, dont le degré d'émoussé est aussi avancé que leur âge, participent à l'alimentation actuelle des queues de comètes leur donnant un aspect particulièrement évolué en comparaison des formes observées plus proches du continent (*cf. infra*). D'un point de vue morphométrique, les queues de comète sont de tailles diverses (de quelques dizaines de mètres à des centaines de mètres) avec toutefois une constante. En effet, le point le plus élevé de l'accumulation est toujours contre la roche d'abri et l'altitude décroît dans le sens de la fuite. La forme peut aussi varier en fonction des conditions morphodynamiques. L'exemple le plus caractéristique correspond à la simple forme étroite et très courte lorsque l'abri est de largeur réduite (écueil ou petit îlot de taille métrique à décamétrique) et que les houles secondaires limitent l'allongement de la forme. À l'inverse, lorsque le point d'appui est beaucoup plus important (île de taille hectométrique), et que les houles morphogènes sont d'une seule direction, l'accumulation s'étire beaucoup plus et forme éventuellement des levées migrant sur les deux faces de l'île parallèlement aux rayons de propagation de la houle, et se rejoignant à l'arrière (Guilcher, 1959). Nous verrons que ce dernier processus est à l'origine des queues de comète que nous analysons dans le cadre de cette étude. Enfin, comme l'ont montré A. Guilcher *et al.* (1959) et J.-P. Pinot (1963), lorsque les points d'appui sont nombreux et entraînent une déformation complexe des houles, les queues de comète peuvent prendre une forme sinusoïdale.

L'archipel de Molène situé au large de la pointe bretonne (fig. 1) se prête particulièrement bien à ce genre de construction littorale. En effet, il est constitué d'une multitude d'îles, d'îlots et d'écueils propices à l'accumulation des queues de comète. En 1959, A. Guilcher considérait déjà l'archipel de Molène comme un « *laboratoire intéressant pour l'étude de l'adaptation des accumulations littorales à la houle* » (Guilcher, 1959). Quelques années plus tard, dans une étude géomorphologique de l'archipel de Molène, B. Hallégouët écrivait : « *on y rencontre un véritable laboratoire […], il serait donc souhaitable que les chercheurs puissent y installer des stations de mesures et d'observation afin de suivre l'évolution du milieu et d'étudier les processus morphodynamiques s'exerçant sur les fonds et les rivages* » (Hallégouët, 1982b). C'est dans cet esprit qu'un travail d'observation de ces formes fuyant la houle a été lancé en 2002. L'objectif de cet article est triple puisqu'il s'agit 1) de savoir si la dynamique qui a permis l'édification des queues de comète est toujours fonctionnelle, 2) de définir si ces formes bénéficient toujours d'apports sédimentaires par la houle et 3) d'analyser l'action des événements tempétueux sur l'évolution de ces constructions littorales.

Fig. 1 – **Carte de localisation régionale (A) et locale (B). C : Rose des houles (source : base de données CANDHIS – CETMEF).**

*Fig. 1 – **Location maps (A) and (B). C: Wave rose (source: data base CANDHIS – CETMEF).***



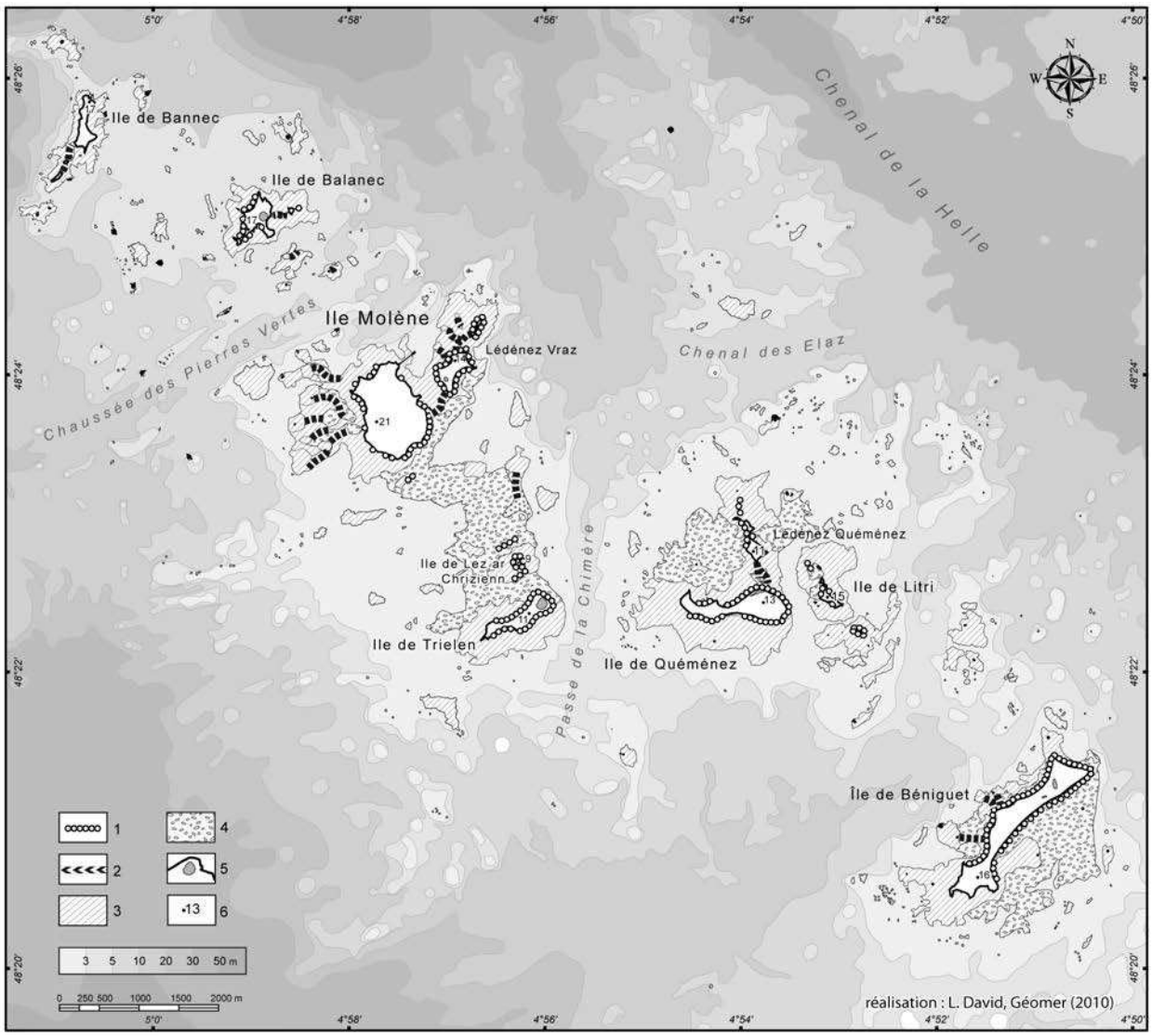




Fig. 2 – **Carton géomorphologique simplifié de l'archipel de Molène.** 1 : cordons de galets ; 2 : queues de comète submersibles ; 3 : plateforme d'érosion marine ; 4 : champs de blocs ; 5 : loc'h ; 6 : points cotés.

*Fig. 2 – **Geomorphological map of the archipelago of Molène.** 1: shingle beaches; 2: submersible comet tails; 3: wave cut platform; 4: block layers; 5: loc'h (lagoon); 6: height marks.*

## Le site d'étude

### Contexte géomorphologique de l'archipel de Molène

L'archipel de Molène compte 19 îles et îlots qui ne sont que la partie émergée d'un vaste plateau sous-marin. La superficie totale de la partie terrestre n'est que de 195 ha environ alors que celle des estrans avoisine 800 ha et que les fonds compris entre le niveau des basses mers et l'isobathe 10 m couvrent environ 15 000 ha. Comme l'a très bien décrit A. Guilcher pour la première fois à la fin des années 1950 (Guilcher, 1959), l'originalité morphologique de l'archipel réside dans l'abondance de plages fuyant les houles qui ont été édifiées durant la transgression Holocène (fig. 2). Ces formes d'accumulation s'apparentent à de longues traînées de galets en situation d'abri à l'arrière de roches isolées et/ou d'îlots que l'on appelle « queue de comètes » (fig. 3A). A. Guilcher (1959) en dénombrait plus d'une vingtaine. On trouve également des tombolos pour la plupart submersibles, reliant une quinzaine d'île entre elles (fig. 3B). En arrière des îles les plus grandes, ces formes fuyantes prennent enfin l'allure de cordons de galets enserrant des petits plans d'eau appelés « loc'h ». C'est le cas à Balaneg (fig. 3C), Quéménès (fig. 3D), mais c'est à Béniget (fig. 3E) et à Trielen (fig. 3F) que ces édifices sont les plus remarquables et assi-

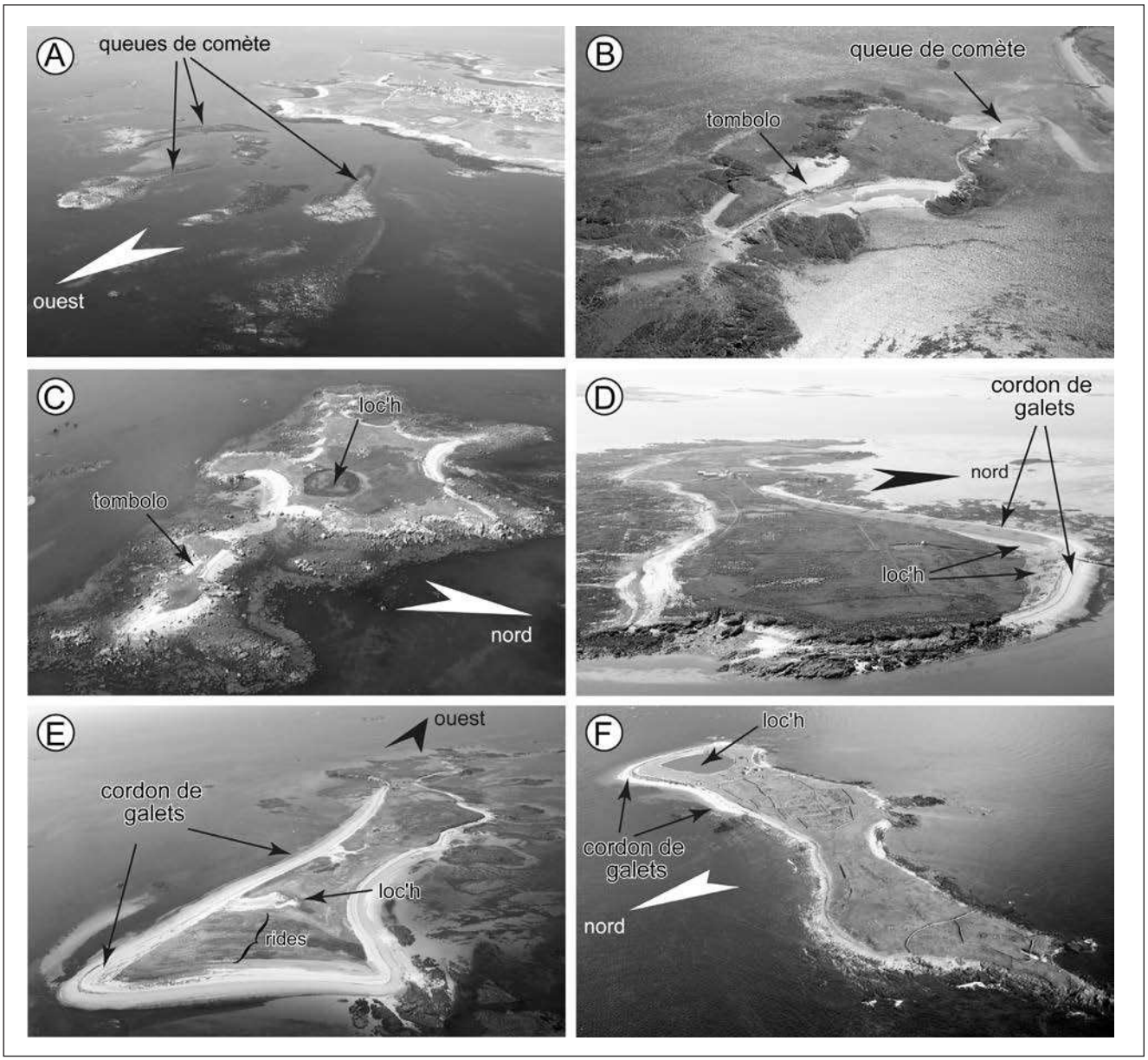



Fig. 3 – **Vues aériennes des différentes formes fuyantes des principaux îlots de l'archipel de Molène.** A : Queues de comète de Molène ; B : Tombolo et queue de comète du Ledenez de Quéménez ; C : Tombolo du Ledenez de Balanec ; D : Cordon de galets de Quéménez ; E : Queue de comète de Béniguet ; F : Plage fuyante de Trielen (clichés : T. Frantz et L. Brigand, Géomer)

*Fig. 3 – **Aerial photographs showing different trailing beaches of the main islands of Molène archipelago.** A: Comet tails of Molène Island; B: Tombolo and comet tail of Quéménez Island's Ledenez; C: Tombolo of Balanec Island's Ledenez; D: Shingle ridge of Quéménez Island; E: Comet tail of Béniguet Island; F: Trailing beaches of Trielen*

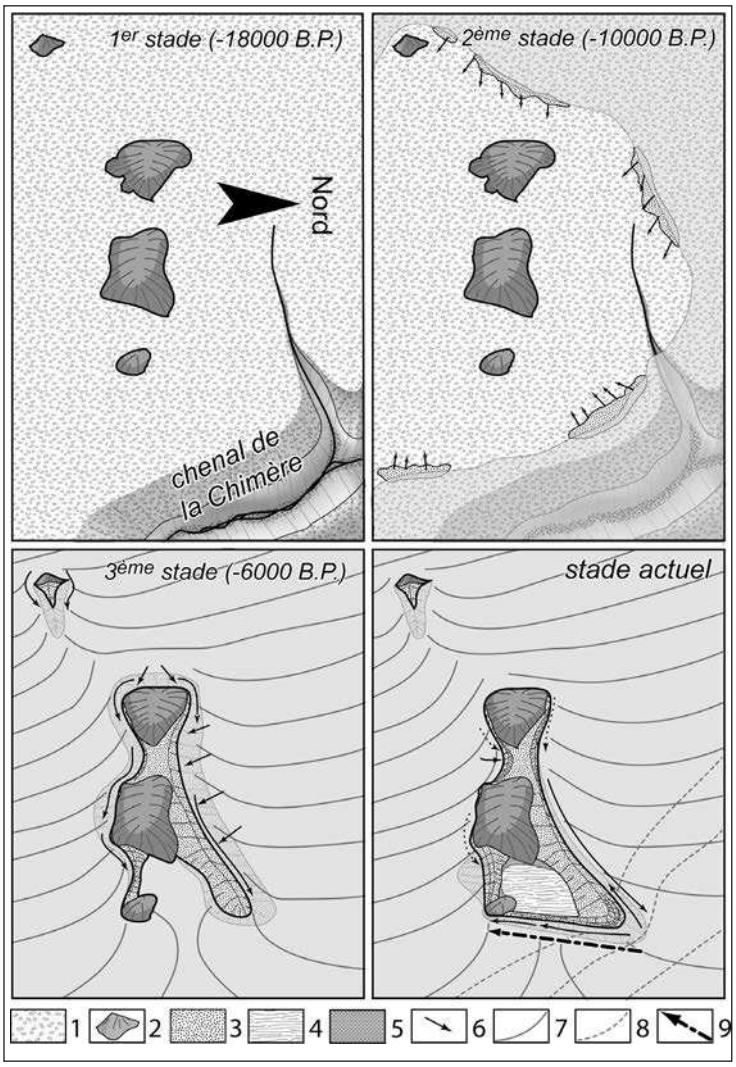



Fig. 4 – **Evolution diachronique de la construction des plages fuyantes en queue de comètes de Trielen durant la transgression flandrienne.** 1 : gélifracts ; 2 : coulée de gélifluxion ; 3 : accumulation sédimentaire ; 4 : sens des transferts sédimentaires ; 5 : loc'h ; 6 : formes de comblement du loc'h ; 7 : crêtes de houles principales ; 8 : crêtes de houles secondaires ; 9 : courant de jusant (d'après Fichaut et Suanez, 2007).

*Fig. 4 – **Diachronic evolution of the trailing beaches in comet tail construction of Trielen Island during the Flandrian transgression.** 1: gelifract; 2: mudslide; 3: sedimentary accumulation; 4: sediment transit; 7: crests of main incident waves; 8: crests of secondary waves; 9: ebb tide current (after Fichaut and Suanez, 2007).*

milables à d'énormes queues de comète recourbées. Sur ces deux îles longues et étroites (2,5 km x 0,5 km pour Béniget, 1,5 km x 0,25 km pour Trielen), étirées selon un axe SW-NE correspondant à la direction principale de la houle incidente, seuls le tiers et la moitié sud de l'île, respectivement, sont rocheux et servent d'ancrage à ces accumulations d'abri.

## Contexte morphosédimentaire des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn

Le volume considérable des plages fuyant les houles dans l'archipel ne peut résulter de la seule érosion actuelle des rares falaises ou des plateformes rocheuses affleurant sur une partie des estrans. À Trielen, alors que deux types de roches (*i.e.*, gneiss et granodiorites) seulement constituent le socle cristallin de l'île, les galets qui forment les plages fuyantes sont majoritairement constitués de matériaux exogènes tels que des granites, des grès, des quartzites, etc. Ils proviennent pour la plupart des hauts fonds de l'archipel, du plateau continental et ont parfois des origines plus lointaines puisqu'on recense des galets constitués de basalte islandais (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1989). Lors de la transgression flandrienne, une partie de ce matériel accumulé sur le plateau continental, auxquels s'ajoutent des éléments d'origine très lointaine apportés par des radeaux de glaces flottantes, ont été graduellement repoussés par la houle d'ouest

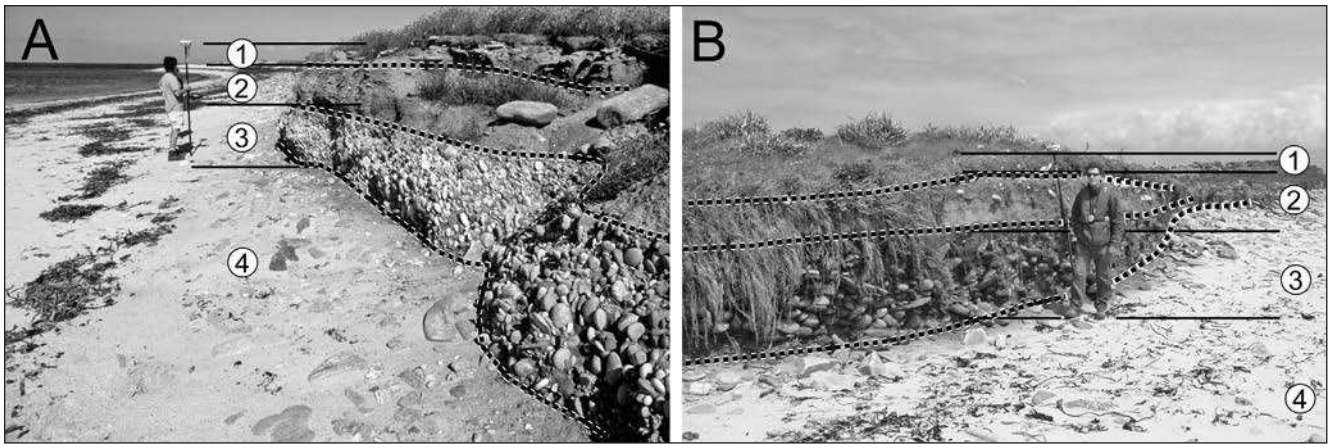



Fig. 5 – **Plages éémiennes gélivées sur la côte nord de Trielen (A) et sur la côte sud de Lez ar Chrizienn (B).** 1 : sol actuel ; 2 : dépôt périglaciaire (head) ; 3 : plage éémienne gélivée ; 4 : plage actuelle.

*Fig. 5 – **Eemian beaches on the northern coast of Trielen Island (A) and on the southern coast of Lez ar Chrizienn (B)**. 1: current soil; 2: periglacial deposit (head); 3: Geliturbated Eemian beach; 4 : current beach.*

en direction de la côte. Dans l'archipel, les effets de piégeage à l'arrière des écueils et des îlots ont permis le dépôt d'une partie de ce matériel favorisant la construction de ces formes fuyantes (fig. 4). La présence de grandes quantités de galets pléistocènes géliturbés, affleurant en haut d'estran, montre que la morphologie des plages et de la ligne de rivage à l'Eémien n'était certainement pas très différente de l'actuel (fig. 5). Ces dépôts sont le plus souvent directement entaillés en falaise par l'érosion ; dans ce cas ils contribuent à l'alimentation des plages actuelles (fig. 5).

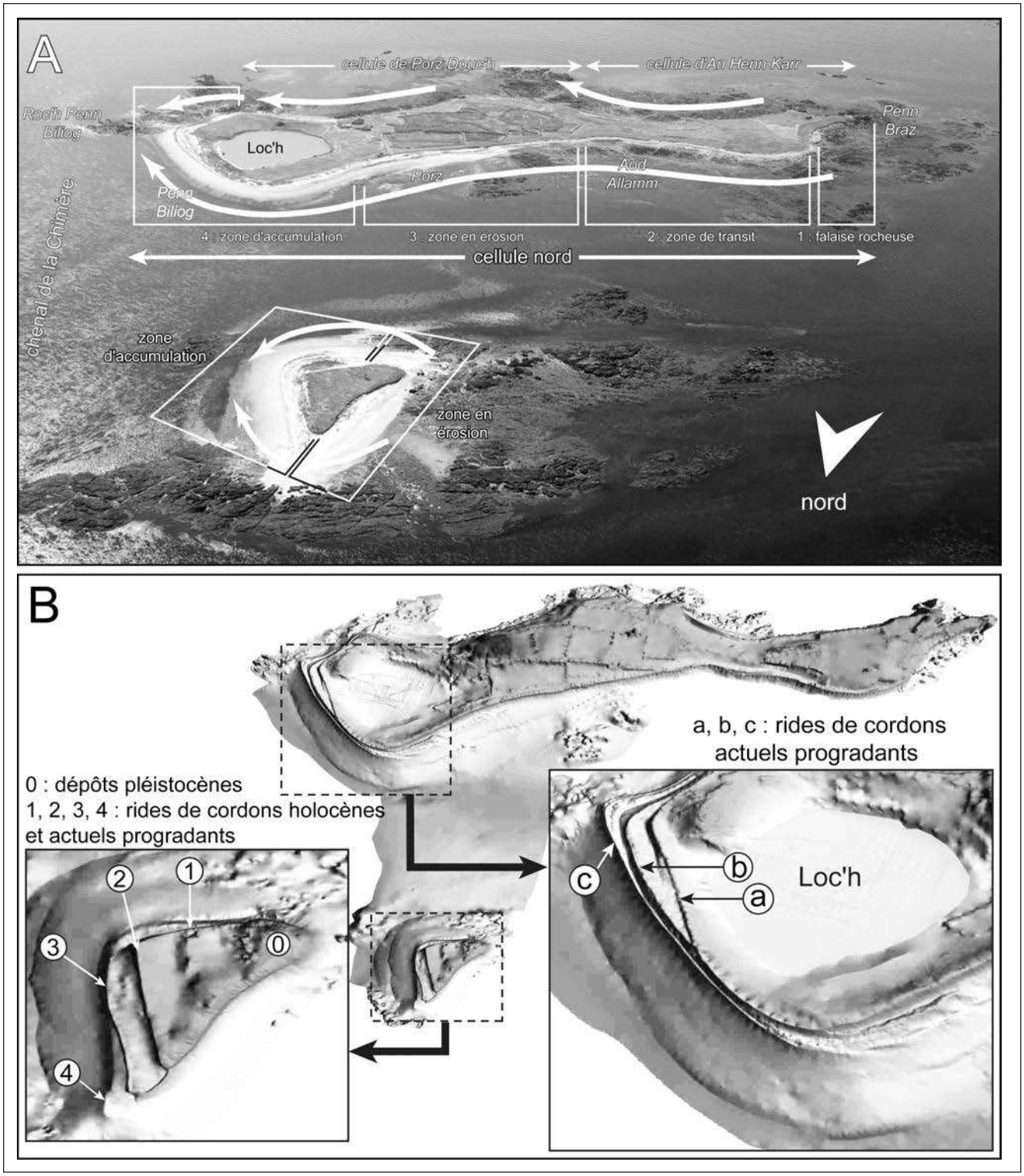



Fig. 6 – **Cellules et transferts sédimentaires des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn (A). Modèles Numériques de Terrain illustrant les morphologies de détail de formes fuyantes de Trielen et de Lez ar Chrizienn (B).**

*Fig. 6 –* ***Morphosedimentary cells and sediment transit of Trielen and Lez ar Chrizienn Islands (A). DEM showing morphological features of trailing beaches of Trielen and Lez ar Chrizienn Islands (B).***

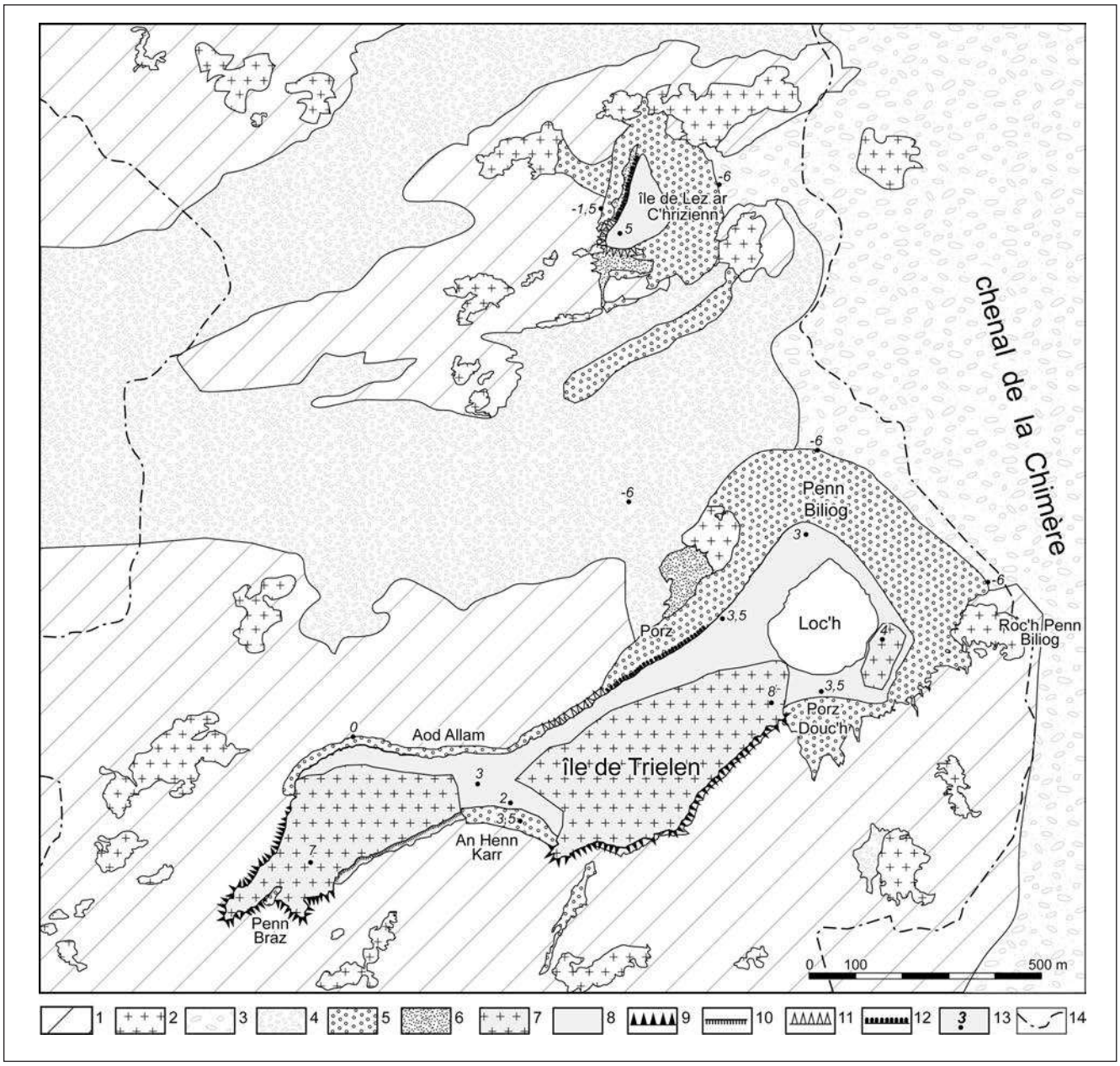



Fig. 7 – **Carte morphosédimentaire des îles de Trielen et de Lez ar Chrizien**n. 1 : platier rocheux ; 2 : affleurements rocheux (écueils) ; 3 : couverture sédimentaire indifférenciée tapissée d'algues ; 4 : pavage de blocs ; 5 : galets ; 6 : sables ; 7 : têtes de roche sub-affleurant ; 8 : partie interne des îles (sol végétalisé par une pelouse aérohaline) ; 9 : falaise rocheuse ; 10 : falaise meuble entaillée dans du head ; 11 : falaise entaillée dans les dépôts actuels ; 12 : falaise entaillée dans la plage éémienne ; 13 : points cotés ; 14 : niveau des basses mers de vives eaux.

*Fig. 7 – **Morphosedimentary map of Trielen and Lez ar Chrizienn islands.** 1: wave-cut platform; 2: rocky outcrops (reefs); 3: undifferentiated sedimentary sheet with algae; 4: paving bloks and gravels; 5: shingle; 6: sand; 7: soil covered rocky head; 8: inner part of the island (turf covered soil); 9: active cliff; 10: cliff cut in periglacial deposit (head); 11: cliff cut in actual deposits; 12: cliff cut in Eemian beach; 13: altitude reference; 14: low spring tide level.*

D'un point de vue morphologique, l'île de Trielen est caractérisée par trois cellules hydrosédimentaires (fig. 6). Au sud de l'île se trouvent celle d'An Henn Karr à l'ouest et celle de Porz Douc'h à l'est, qui s'étendent de part et d'autre d'un saillant rocheux prolongé par une large plateforme d'érosion marine (fig. 7). Toutefois, à l'exception du secteur d'An Henn Karr où l'érosion des falaises de *head* livre encore un peu de cailloux et de blocs à la dérive littorale, la fourniture de matériel est pratiquement inexistante. La seule dynamique à l'origine des modifications que connaissent les deux cordons d'An Henn Karr et de Porz Douc'h dépend des mouvements sédimentaires transversaux. Ces derniers correspondent à de simples réajustements localisés consistant en un raidissement ou une diminution des pentes au gré des changements de l'état de la mer (Fichaut et Suanez, 2005, 2007). La troisième cellule hydrosédimentaire, située au nord de l'île, constitue le système morphodynamique le plus intéressant qui est analysé dans le cadre de cette étude. Cette cellule est formée à l'ouest de falaises vives, au niveau de la pointe de Penn Braz. Ce premier secteur, presque en-

tièrement dépourvu de formations superficielles, fournit actuellement très peu de matériel à la dérive littorale. Vient ensuite une zone de transit soulignée en haut d'estran par un maigre cordon de galets attestant, là encore, de la faiblesse des apports sédimentaires provenant de l'ouest. La troisième partie marque le début de la forme d'accumulation fuyante à proprement parler. C'est là que commence le dépôt du matériel qui, pour l'essentiel, a été balayé sur le plateau continental lors de la transgression marine holocène. Les apports autochtones actuels consistent en de petites quantités de galets prélevées par l'érosion marine dans les plages anciennes géliturbées, notamment dans le secteur de Porz. À l'est de Porz, Penn Biliog forme le dernier compartiment. C'est la partie la plus massive de l'énorme cordon de galets (dans la toponymie bretonne, Penn Biliog signifie d'ailleurs « pointe à galets »). Large de 200 m et épais de plus de 10 m, ce secteur marque le terme de la dérive littorale. Son orientation NW-SE montre que l'accumulation a été rabattue vers le sud/sud-est par l'action des houles secondaires de secteur nord conjuguée à celle de puissants courants de jusant dans le chenal de la Chimère (fig. 1). Le crochet ainsi formé isole une dépression occupée par un plan d'eau : le loc'h. Dans le détail, nous pouvons observer que la dynamique morphosédimentaire de ce crochet terminal est associée à la mise en place de rides de progradation (fig. 6B). Ces formes mineures ne sont pas nécessairement pérennes ; elles peuvent être totalement détruites par l'action érosive des hauts niveaux d'eau lors des tempêtes.

La morphologie de l'île de Lez ar Chrizienn, située immédiatement au nord de Trielen, est l'expression d'une dynamique similaire à celle de Trielen. Cet îlot est presque exclusivement constitué d'une accumulation de galets ancrée sur des hauts fonds (fig. 7). Le matériel érodé sur la face ouest exposée a migré progressivement à l'abri de l'île (fig. 6A). Il a été ensuite redistribué par les houles de secteur nord-est sous la forme de quatre cordons accolés dont les trois plus anciens sont entièrement végétalisés (fig. 6B). Là encore, ces formes mineures ne sont pas nécessairement pérennes : lors de la forte tempête du 10 mars 2008, le cordon le plus oriental n° 4 a été totalement détruit par l'action érosive de la houle (*cf. infra*).

## Les conditions hydrodynamiques

La mer d'Iroise est caractérisée par un régime macrotidal semi-diurne dont le marnage varie entre 3 m en marée de morte-eau (coefficient 45) et 7 m en vive-eau exceptionnelle (coefficient 120). Le zéro hydrographique, calculé à partir des enregistrements marégraphiques du port du Conquet (marégraphe le plus représentatif de la mer d'Iroise situé à 8 km des îlots étudiés), se situe à 3,48 m sous le zéro topographique IGN 69. L'archipel de Molène est largement ouvert à la houle océanique atlantique. Les mesures effectuées au large de Ouessant par la bouée-phare BEAIII sur la période 1985-2001 montrent une prédominance des houles de secteur ouest à nord-ouest (270° à 310°) ; elles représentent pratiquement 60 % du régime annuel et sont les plus énergétiques (fig. 1). Les houles de secteur sud-ouest sont aussi présentes, mais dans une plus faible proportion (20 % du régime annuel). La hauteur significative ($H_{sig}$) modale des houles est comprise entre 2 m et 2,5 m (environ 30 % du régime annuel). Les hauteurs maximales les plus fréquentes (entre 25 % et 30 % du régime annuel) atteignent 3 m, mais peuvent toutefois dépasser 16 m à 18 m (Fichaut et Suanez, 2008). La période significative ($T_{sig}$) modale est comprise entre 8 s et 9 s (environ 30 % du régime annuel), tandis que la période maximale modale est égale à 13,5 s mais peut atteindre 24 s (Fichaut et Suanez, 2008).

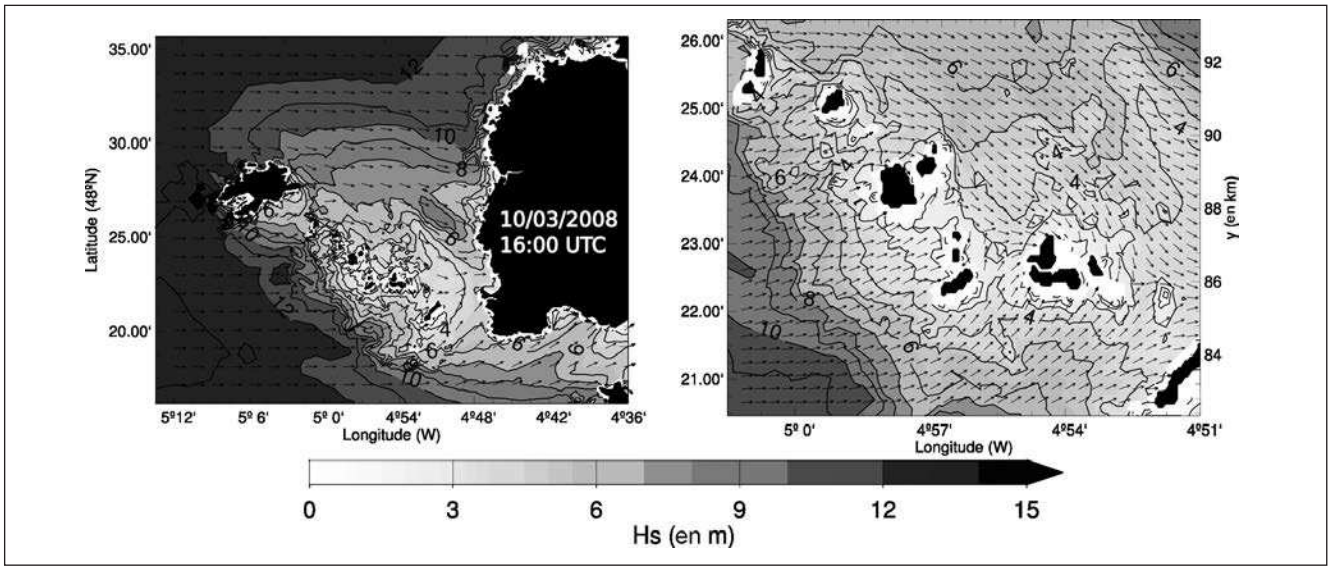



Fig. 8 – **Simulation numérique de la propagation de la houle en mer d'Iroise lors de l'épisode tempétueux du 10 mars 2008** (source: SHOM/IFREMER-PREVIMER, 2008).

*Fig. 8 – **Numerical simulation of wave propagation in the Iroise Sea during the March 10th, 2008 storm event** (source: SHOM/IFREMER-PREVIMER, 2008).*

| Périodes | Secteurs mesurés |
|---|---|
| 27-28 juin et 23-24 septembre 2002 | Formations littorales de l'île de Trielen |
| 7-8 juillet 2003 | Partie interne de l'île de Trielen |
| 15-16 avril 2004 | Partie interne de l'île de Trielen |
| 30-31 août et 1er septembre 2004 | Formations littorales de l'île de Trielen |
| 22-23-24-25 août 2005 | Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn |
| 7-8-9-10-11 septembre 2006 | Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn |
| 17-18-19 février 2007 | Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn |
| 29 août 2007 | Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn |
| 22-23 avril et 2 mai 2008 | Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn |
| 7-8-9 avril 2009 | Formations littorales des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn |

Tab. 1 – **Inventaire des relevés topo-morphologiques effectués entre 2002 et 2009 sur les îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn.**

*Tab. 1 – **Inventory of topographic measurements carried out on Trielen and Lez ar Chrizienn between 2002 and 2009.***

Les modélisations de la propagation de la houle pour l'épisode tempétueux du 10 mars 2008, réalisées par le SHOM dans le cadre de PREVIMER, ont montré que la houle au large subissait des phénomènes de réfraction et de diffraction importants lorsqu'elle touchait les hauts fonds de la chaussée de Molène (fig. 8). À l'ouest de l'archipel, les houles d'ouest sont réfractées de telle sorte qu'elles arrivent sur Trielen avec une incidence ouest/sud-ouest. Au nord-est de l'archipel, les houles incidentes arrivant du large sont réfractées au passage de l'île de Ouessant et prennent une direction est/nord-est lorsqu'elles abordent le rivage oriental de l'île de Trielen.

## Méthodologie et données utilisées

### Suivi topo-morphologique

Depuis 2002, un suivi topo-morphologique des queues de comète a été entrepris sur ces deux îlots avec une fréquence annuelle (*i.e.*, mesures effectuées généralement à la fin de l'été, entre fin août et début septembre). Cette fréquence a été choisie comme étant la plus représentative d'une évolution à long terme. Toutefois, des processus d'ajustement agissant sur des pas de temps beaucoup plus rapides, notamment lors des tempêtes, nous ont obligé à faire des mesures plus fréquentes et/ou en dehors de cette période, comme ce fut le cas en 2007 et en 2008. Le travail de suivi a commencé en 2002 sur l'île de Trielen et en 2005 sur celle de Lez ar Chrizienn (tab. 1). La partie végétalisée des îles et la plateforme d'érosion marine, n'indiquant aucun changement, n'ont pas été relevées chaque année. Les points topographiques acquis pour ces secteurs durant les premières campagnes de mesure ont été par la suite réutilisés pour calculer tous les modèles numériques de terrain. Les levés de terrain ont été réalisés à partir d'un GPS différentiel *Trimble 5800/5700* en temps réel (mode RTK). Les données ont été raccordées au système géodésique français à partir d'une borne topographique du SHOM située sur l'île de Molène. La mise en place de points de calage, qui ont été systématiquement relevés à chaque campagne de mesure, a permis d'estimer une marge d'erreur inhérente à la mesure comprise entre ± 5 cm en $x$ et $y$ et inférieure à ± 1,5 cm en $z$. Les modèles numé-

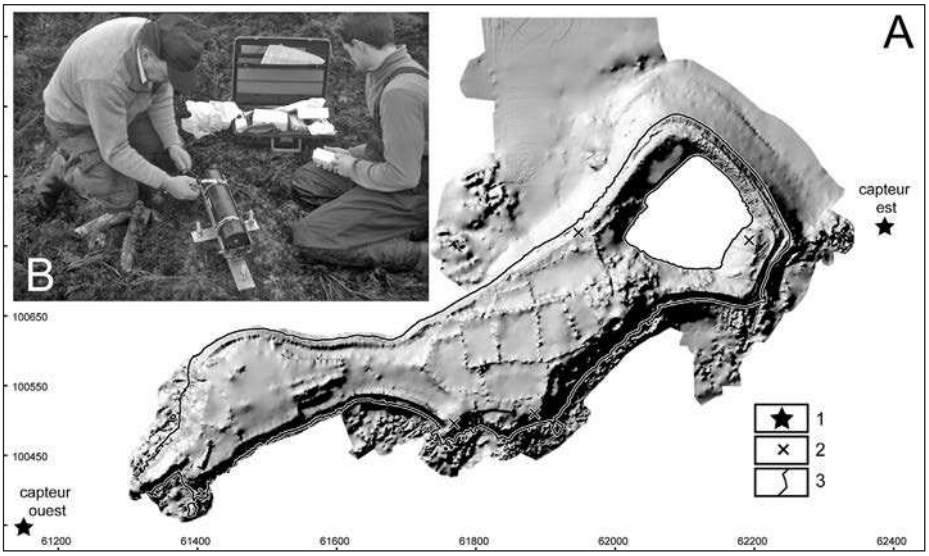



Fig. 9 – **Localisation des capteurs de pression (A) ayant servi à mesurer les caractéristiques de la houle à la côte de part et d'autre de l'île de Trielen entre les mois de janvier et juin 2009. B : Installation d'un capteur de pression de marque Ocean Sensors dans la zone intertidale.** 1 : capteur de pression ; 2 : point de calage géodésique (IGN) ; 3 : niveau des PMVE (3,5 m NGF).

*Fig. 9 – **Location of wave gauge sensors used to measure shallow wave characteristics on the western and eastern coast of Trielen Island between January and June 2009. B: set up of wave gauge Ocean Sensors on the intertidal zone.** 1: wave gauge sensor; 2: control point geodesic marker (IGN); 3: high water spring level (3.5 m a.s.l.).*

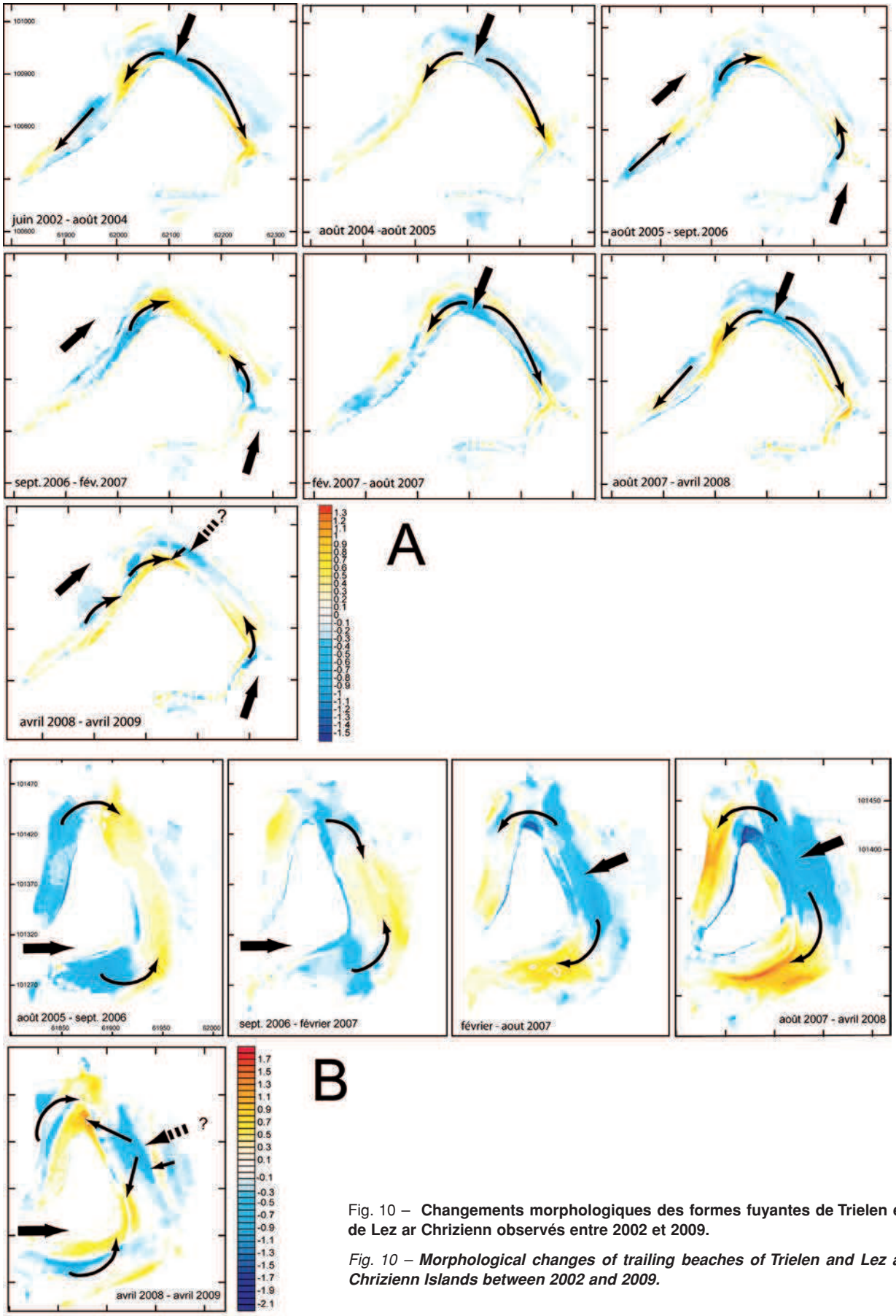



Fig. 10 – **Changements morphologiques des formes fuyantes de Trielen et de Lez ar Chrizienn observés entre 2002 et 2009.**

*Fig. 10 – **Morphological changes of trailing beaches of Trielen and Lez ar Chrizienn Islands between 2002 and 2009.***

riques de terrain ont été calculés à partir du logiciel *Surfer 8.0* en utilisant la méthode du krigeage avec intégration des lignes de rupture. Le calcul des budgets sédimentaires est exprimé en surfaces d'érosion et d'accrétion.

### *Analyse et mesures des conditions hydrodynamiques.*

L'analyse des conditions de houles sur l'ensemble de la période de suivi topo-morphologique repose sur l'acquisition de données par modélisation et de mesures *in situ*. Les données modélisées ont été calculées à partir du modèle numérique *WAVEWATCH III®* (Ardhuin *et al.,* 2009 ; Tolman, 2009 ; Ardhuin *et al.,* 2010), au point de calcul de bouée BEAIII située au large de Ouessant (long. -5,946° ; lat. 48,6540° ; profondeur 110 m ; fig. 1B). La configuration correspond à un emboîtement successif de « boites » allant du modèle global d'une résolution de 0,5° (environ 40 km x 40 km) jusqu'au zoom côtier sur la mer d'Iroise en mailles irrégulières dont la résolution avoisine 200 m près des côtes. Les forçages utilisés sont les vents de surface du Centre Européen de Prévision à moyen terme (CEP) pour une résolution de 0,5° (0,25° à partir du 1er janvier 2009) et temporelle de 6 h. Ces données numériques ont été calibrées et validées à partir de mesures altimétriques faites par satellite (Queffeulou et Croizé-Fillon, 2008) et de mesures *in situ* effectuées sur plus de 200 points de mesures répartis sur l'ensemble du globe, notamment les bouées des Pierres Noires, de Ouessant, de la Brittany et de Gascogne pour la façade Atlantique Française (fig. 1 ; Bidlot, 2008 ; Ardhuin *et al.,* 2010). Au large de Ouessant, l'erreur relative du modèle pour les paramètre $H_{sig}$ et $T_{sig}$ est inférieure à 10 % des valeurs observées, mais les erreurs peuvent être plus importantes aux abords immédiats de l'archipel, notamment lorsque les simulations ne prennent pas en compte les courants (Ardhuin *et al.*, 2009 ; Ardhuin et Magne, 2010). Afin de vérifier cette modélisation, l'analyse des conditions hydrodynamiques, notamment la houle, a été complétée par des mesures *in situ* durant l'année 2009. Ainsi, deux capteurs de pression de type *Ocean Sensors Systems* ont été déployés à l'ouest et à l'est de l'île de Trielen au niveau de la zone intertidale (fig. 9). La fréquence d'échantillonnage utilisée a été de 5 Hz afin de mesurer un spectre de vagues étendu (ondes gravitaires et infragravitaires). La période de mesure commune de ces 2 capteurs s'étend de début janvier à juin 2009.

## Résultats

### Changements géomorphologiques et budget sédimentaire

Entre juin 2002 et août 2005, les transits sédimentaires se sont faits dans le sens opposé à l'action des houles incidentes d'ouest. Le matériel érodé dans la partie nord du cor-

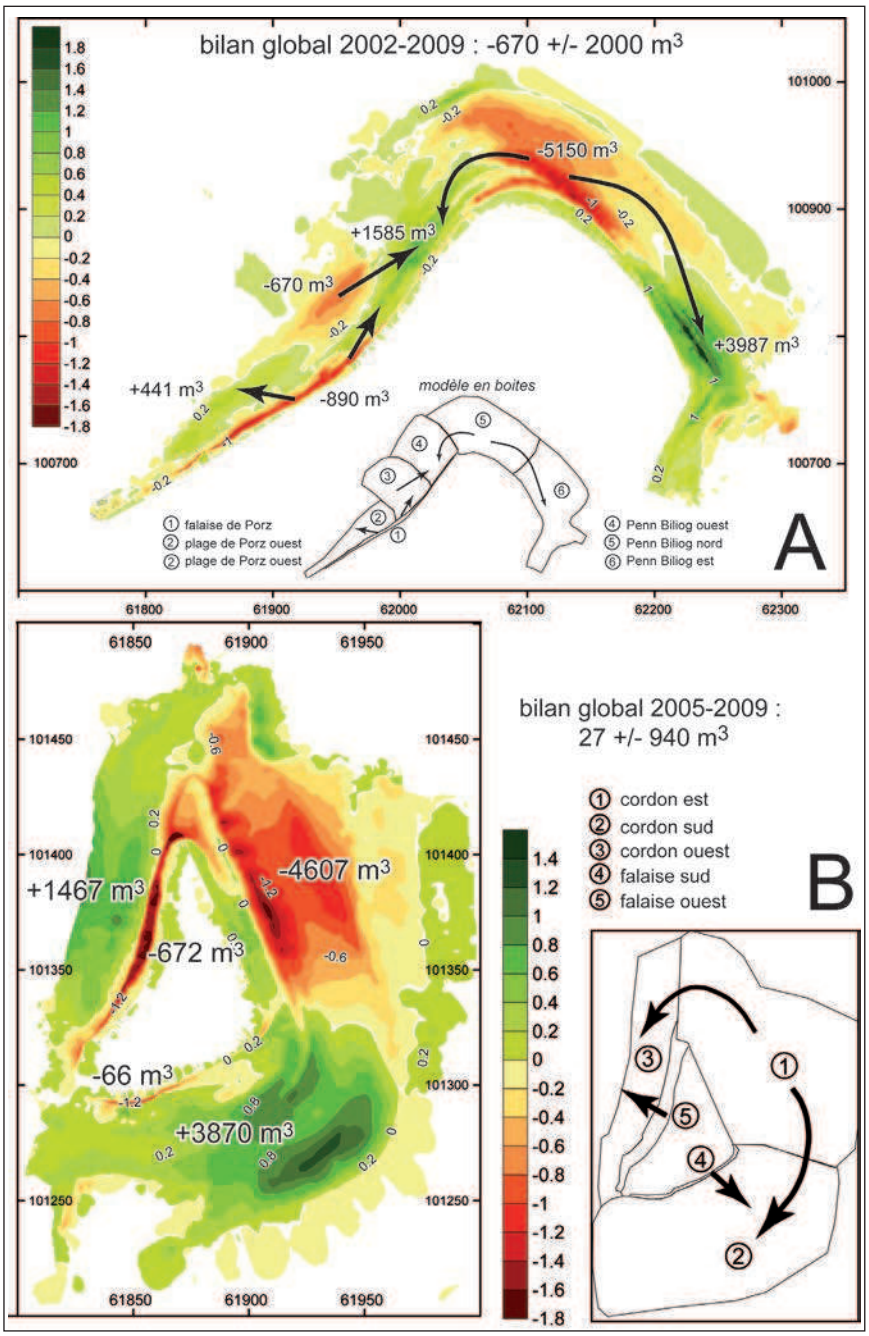



Fig. 11 – **Budget sédimentaire des formes fuyantes de Trielen et de Lez ar Chrizienn calculé sur la période 2002-2009.**

*Fig. 11 –* ***Sediment budget of trailing beaches of Trielen and Lez ar Chrizienn Islands calculated over the 2002-2009 period.***

don de Penn Biliog est allé engraisser les secteurs ouest et sud-est (fig. 10A). Entre août 2005 et février 2007, cette dynamique s'est inversée. Les transferts de galets se sont faits conformément au sens des houles incidentes d'ouest, provoquant un engraissement de la partie nord-est du cordon. Entre février 2007 et avril 2008, les déplacements de matériel ont de nouveau été orientés vers l'ouest et le sud-est alors que la partie nord du cordon était là encore érodée. La dernière période (avril 2008-avril 2009) s'est soldée par un retour du transit d'ouest en est permettant un ré-engraissement du secteur nord-est précédemment érodé. Dans le même temps, il semblerait qu'une partie du matériel accumulé au nord de Penn Biliog ait été remontée par l'action des houles de nord-est. La comparaison réalisée entre 2002 et 2009 a montré que la résultante des dynamiques morphosédimentaires était orientée d'est en ouest (fig. 11A). De même, le calcul du bilan sédimentaire sur l'ensemble de la période a indiqué que le volume de matériel était relativement stable (la faible valeur négative de -670 +/- 2 000 m$^3$ obtenue par le calcul des surfaces en érosion et en accrétion ne peut là encore être interprétée comme l'expression d'un bilan déficitaire car elle est de toute évidence bien inférieure à la marge d'erreur inhérente à la mesure).

L'analyse des dynamiques morphosédimentaires enregistrées sur l'île de Lez ar Chrizienn a montré un fonctionnement tout à fait similaire à celui observé pour le cordon de Penn Biliog, sur Trielen (fig. 10B). Entre août 2005 et février 2007, les transferts sédimentaires ont été orientés d'ouest en est, conformément à l'action des houles incidentes d'ouest. La seconde période allant d'août 2007 à avril 2008 s'est soldée par un fonctionnement inverse. L'attaque du cordon dans sa partie orientale s'est accompagnée d'un déplacement du matériel vers l'ouest et le sud, attestant ainsi l'action des houles secondaires de nord-est. Enfin, à partir d'avril 2008, un ré-engraissement des secteurs situés à l'est a montré que le transit d'ouest en est avait été efficace, avec toutefois, l'intervention de déplacements inverses ayant notamment permis de remonter les sédiments du bas vers le haut d'estran. Le calcul du budget sédimentaire réalisé sur la période 2005-2009 s'est aussi soldé par un parfait équilibre : +27 +/- 940 m$^3$ (fig. 11B). L'établissement du modèle en boites indique que seule l'érosion des falaises occidentales, et dans une moindre mesure méridionales, fournit du matériel au cordon de galets ; ainsi, la surface végétalisée de l'île tend à diminuer au détriment de celle de l'estran dont le volume augmente. Pour autant, le budget sédimentaire est totalement équilibré.

## Cinématique du trait de côte

L'analyse de la cinématique du trait de côte dans le secteur compris entre Aod Allamm et Porz a montré que l'érosion a été particulièrement efficace entre 2002 et 2004, mais surtout entre février 2007 et avril 2008 (fig. 12A). Les reculs les plus importants ont atteint -6 m à -7 m sur l'ensemble de la période, respectivement au niveau des profils 2 et 3. Le volume de matériel issu de ce recul a été évalué à 890 m$^3$, la remobilisation de ce stock a en partie alimenté le cordon de Penn Biliog suivant des déplacements d'ouest en est (fig. 11A). Les

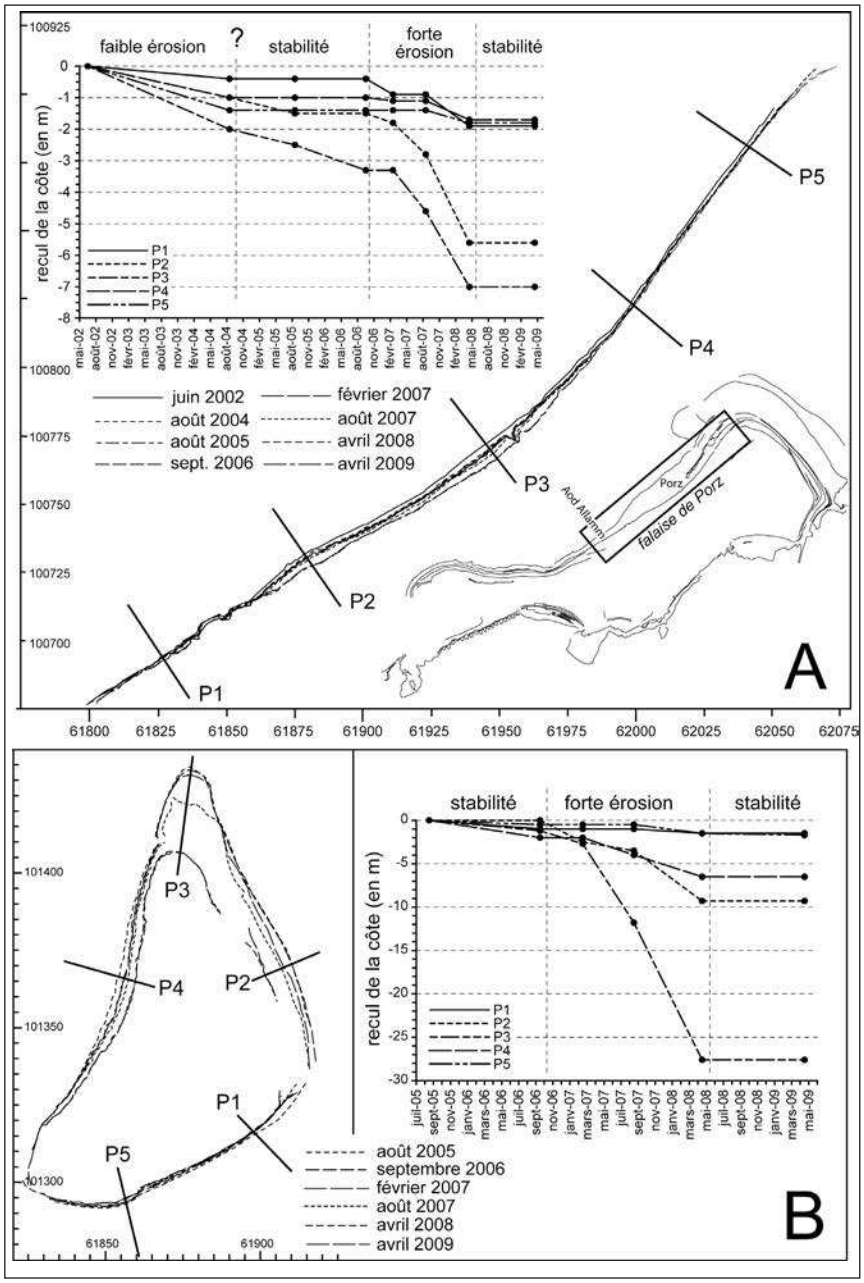



Fig. 12 – **Cinématique du trait de côte des îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn entre 2002 et 2009.**

*Fig. 12 – **Shoreline changes of Trielen and Lez ar Chrizienn Islands between 2002 and 2009**.*

changements du trait de côte de Lez ar Chrizienn ont montré la même évolution : l'érosion a été particulièrement importante entre février 2007 et avril 2008 (fig. 12B). Durant cette période, le recul du rivage des secteurs nord et est de l'île a atteint respectivement -28 m et -10 m. La partie sud de l'île a été la plus épargnée ce qui confirme ainsi l'action prépondérante de la dynamique liée aux houles d'ouest et de nord-est.

## Forçages hydrodynamiques

L'analyse des conditions hydrodynamiques, basée sur les enregistrements de marée observée et l'acquisition des données de houle au large par modélisation, montre d'une part l'existence de deux périodes marquées par une fréquence élevée de hauts niveaux d'eau à la côte. Il s'agit du début de la période d'observation (de juin 2002 à avril 2003) et de celle allant des mois de mars 2006 à mars 2008 (fig. 13). À l'inverse, les deux périodes intermédiaires (mars 2003 à mars 2006, et celle postérieure à mars 2008) sont caractérisées par des niveaux d'eau beaucoup plus bas. Les données de houle montrent quant à elles quatre épisodes tempétueux particulièrement bien marqués durant lesquels les hauteurs ont été supérieures à 10 m, les épisodes du 18/01/2005 (10,16 m), du 12/02/2007 (10,13 m), du 09/12/2007 (11,69 m), et du 10/03/2008 (12,51 m ; fig. 13). En dehors de ces épisodes, un nombre important d'événements où la hauteur de la houle est supérieure à 8 m se concentre sur la période allant de la fin 2005 à mars 2008. Ces deux séries d'observation montrent qu'à l'exception de l'épisode du 10 mars 2008, où la houle au large a atteint 12,5 m de hauteur significative pour une pleine mer mesurée à environ 4,25 m NGF (coefficient 106), aucune conjonction d'une PMVE avec des fortes houles de tempête n'a été enregistrée. Si l'on s'en tient à ces données, il est très difficile de déterminer les éléments expliquant les transits sédimentaires et la cinématique du trait de côte obtenus par la mesure topomorphologique.

Les enregistrements de houles réalisés entre janvier et juin 2009 de part et d'autre de l'île de Trielen au niveau des capteurs est (fig. 14A) et ouest (fig. 14B) montrent que la hauteur est toujours plus importante à l'ouest qu'à l'est de l'île (fig. 14C). Cela s'explique (*cf. supra*) par la diffraction de la houle dominante d'ouest autour de l'île de Ouessant qui prend alors une direction NE tout en ayant été considérablement amortie. Cet amortissement intervient dans la diminution de la hauteur alors qu'à l'ouest de Trielen, la houle incidente, beaucoup moins déformée par la présence des hauts fonds, garde des hauteurs plus importantes.

La comparaison de ces données avec les hauteurs de houle au large modélisées (fig. 14D) montre là encore de fortes différences liées aux phénomènes d'amortissement induits par les hauts fonds de la chaussée de Molène. Toutes proportions gardées, il n'existe pas de relation directe entre la houle au large et la houle à la côte. Cela tient à plusieurs facteurs, dont les effets d'abri générés par l'île de Ouessant qui comprennent le blocage par l'île en elle-même, et la réfraction liée à la topographie et les courants autour de l'île ; s'ajoutent également les effets locaux de variation de la hauteur d'eau avec, en particulier, la limitation de la hauteur des vagues à la côte. Par exemple, la hauteur de la houle d'ouest enregistrée le 18 janvier pour un coefficient de marée de 48, a atteint 8,5 m au large ; elle n'était plus que de 1,1 m et 1,9 m respectivement au niveau des capteurs est et ouest (fig. 14 C et D). À l'inverse, le 12 janvier, alors que le coefficient de marée était de 100, la hauteur de la houle au large, de direction pratiquement similaire, était plus faible (environ 6 m), alors que la hauteur à la côte au niveau du capteur

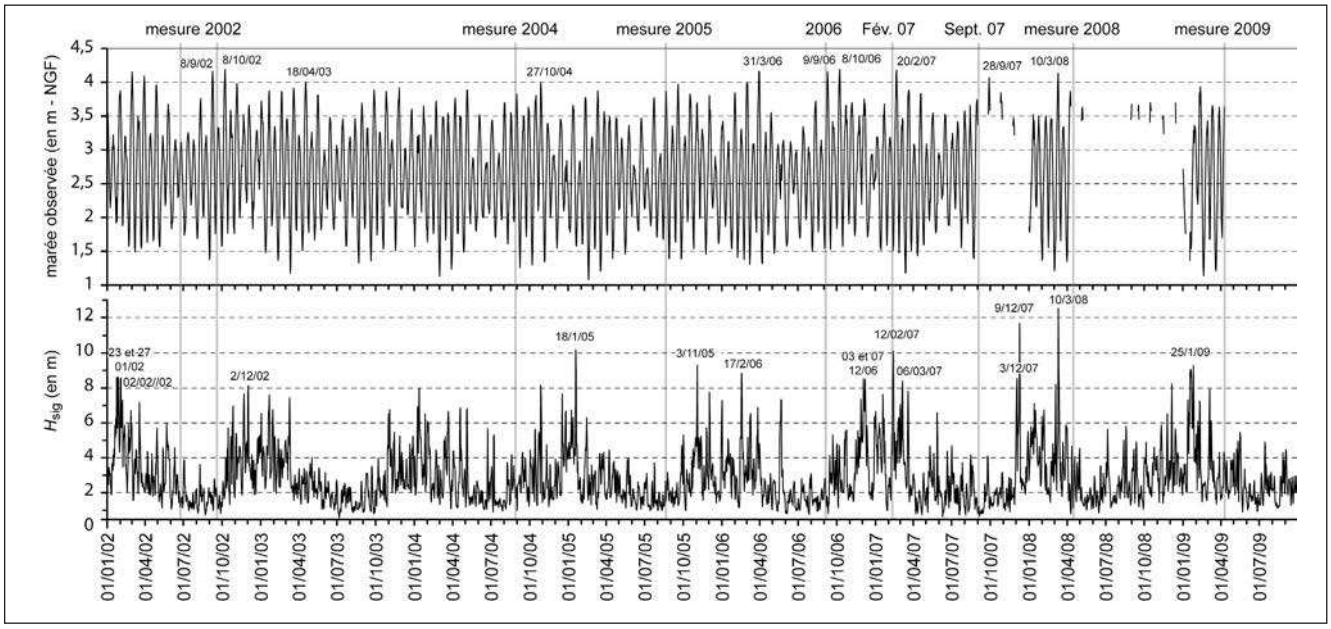



Fig. 13 – **Analyse des conditions hydrodynamiques en Mer d'Iroise pour la période 2002-2009.**

*Fig. 13 – **Analysis of hydrodynamic conditions in the Iroise Sea over the 2002-2009 period.***

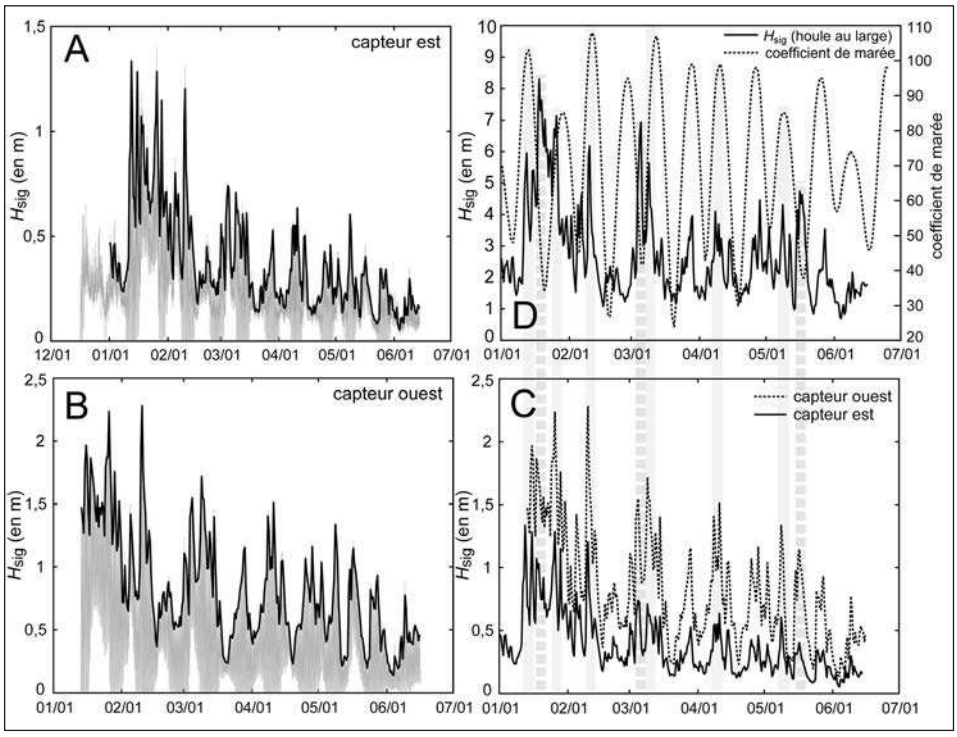



Fig. 14 – **Caractéristiques des houles enregistrées à l'est et à l'ouest de l'île de Trielen et au large de Ouessant entre les mois de janvier et juin 2009.** A : Hauteur significative mesurée au niveau du capteur est de Trielen. La courbe en grisé correspond aux données bi-horaires, la courbe en noir présente uniquement les Hsig de pleine mer. B : Hauteur significative mesurée au niveau du capteur ouest de Trielen. La courbe en grisé correspond aux données bi-horaires, la courbe en noir présente uniquement les Hsig de pleine mer. C : Comparaison entre les enregistrements des capteurs ouest et est. D : Hauteur significative de la houle au large de Ouessant issue du modèle WW3 (SHOM-PREVIMER) et coefficient de marée.

*Fig. 14 – **Wave characteristics recorded on the eastern and western coast of Trielen Island and off Ouessant Island between January and June 2009**. A: significant wave height recorded on the eastern coast of Trielen Island. The grey line corresponds to two-hourly data, the black line corresponds to the high tide significant wave height (Hsig). B: Significant wave height recorded on the western coast of Trielen Island. The grey line corresponds to two-hourly data, the black line corresponds the high tide significant wave height (Hsig). C: Comparison between the western and eastern wave gauge records. D: Significant offshore wave height (off Ouessant Island) obtained by using the WW3 model (SHOM-PREVIMER) and tide coefficient.*

atteignait 1,3 m à l'est. Ces observations se sont répétées les mois suivants. Le 9 et 10 février pour un coefficient de marée égal à 100, la hauteur de la houle de WSW au large de Ouessant est passée de 6 m à 1,2 m et 2,1 m, respectivement au niveau des capteurs est et ouest. À l'inverse, le 5 mars alors que le coefficient de marée était de 42, la hauteur de la houle de NW atteignant 7,6 m au large n'était plus que de 0,7 m au niveau du capteur est et de 1,6 m au niveau capteur ouest (fig. 14 C et D).

Ces données indiquent que la propagation de la houle du large à la côte est très largement influencée par la direction des vagues au large, par les effets d'abri et de déformation générés par les îles et les courants, et par la hauteur de la colonne d'eau, elle même dépendante du coefficient de marée. Lorsqu'une forte houle survient lors d'une marée de vive-eau, les phénomènes d'amortissement liés à la réfraction autour de l'île de Ouessant et aux courants de marée, sont minimisés de telle sorte que la hauteur des vagues à l'est de Trielen reste encore élevée. En période de morte-eau, le processus s'inverse et ce, malgré des hauteurs de houle au large très importantes.

## Discussion

Les dynamiques morphosédimentaires observées entre 2002 et 2009 permettent de définir un schéma de fonctionnement hydrosédimentaire de ces formes fuyantes en queue de comète. Les transferts sédimentaires d'ouest en est, conformes à l'orientation des principales houles incidentes, se font principalement en période de faible activité morphogène et/ou en période de morte-eau. À l'inverse, lorsque l'action des houles de tempête d'ouest et des hauts niveaux de pleines mers de vive-eau se combinent, nous assistons à des transferts sédimentaires de direction inverse. Ces derniers sont principalement liés à la réfraction de la houle qui prend une direction méridienne en contournant l'île de Ouessant et attaque ensuite la section orientale des cordons de Lez ar Chrizienn et de Penn Biliog sur Trielen. Dans ces conditions, le matériel prélevé dans les secteurs nord à nord-est des deux cordons est déplacé vers l'ouest et le sud-est. Ces éléments d'analyse permettent d'expliquer les inversions du sens de déplacement des deux formes fuyantes étudiées. Les périodes marquées par un transit orienté d'est en ouest seraient marquées par une forte occurrence d'événements combinant une forte houle et des pleines mers de vives eaux comme ce fut le cas lors des épisodes tempétueux du 19 février 2007 et du 10 mars 2008 (fig. 15 A et B). À l'inverse, lorsqu'il n'y a pas de conjonction de ces deux phénomènes, le transit s'oriente dans le sens de la houle dominante d'ouest.

De même, le croisement des données hydrodynamiques enregistrées sur l'ensemble de la période avec la cinématique du trait de côte montre là encore le rôle de l'action combinée des fortes houles et des niveaux de pleines mers de vives eaux dans les phases de recul du rivage. Ainsi, les deux périodes marquées par une érosion notable de la côte sont caractérisées par des niveaux de pleine mer observés toujours supérieurs à 4 m NGF, alors que le niveau des pleines mers de vives eaux théorique (coefficient 95) se

Fig. 15 – **Illustration des dynamiques morphosédimentaires observées entre 2002 et 2009 sur les îles de Trielen et de Lez ar Chrizienn.** A : Partie orientale du cordon de galets de Penn Biliog sur l'île de Trielen. B : Phénomènes de transfert de galets d'est en ouest dans la partie orientale du cordon de Penn Biliog (Trielen) engendrés par les hauts niveaux d'eau submergeant associés au fortes houles de NE durant la tempête du 10 mars 2008. C : Falaise de Porz (côte nord de Trielen) en décembre 1999. Le trait de côte se trouve à une dizaine de mètres de la ruine située en arrière, et le panneau de signalisation de la SEPNB est sur la partie sommitale végétalisée de la côte. D : Falaise de Porz après la tempête du 19 février 2007. On observe un recul du trait de côte par rapport à 1999, associé à des projections de galets sur le sommet de falaise végétalisée. Le panneau de signalisation de la SEPNB se retrouve sur la grève. E : Falaise de Porz après la tempête du 10 mars 2008. Le recul du trait de côte s'est accentué sous l'action de l'érosion qui a arraché le panneau de signalisation de la SEPNB. F : Falaise d'érosion de plus de 2 m de hauteur entaillée par la tempête du 10 mars 2008 sur la côté septentrionale de l'île de Lez ar Chrizienn.

*Fig. 15 – **Photographs illustrating morphosedimentary dynamics observed between 2002 and 2009 on Trielen and Lez ar Chrizienn Island.** A: Eastern part of Penn Biliog shingle ridge on Trielen Island. B: Sediment movement from east to west on the eastern part of Penn Biliog shingle ridge generated by flooding due to an extreme water level associated with storm waves during the March 10th, 2008 storm event. C: Cliff of Porz on the northern coast of Trielen in December 1999. The shoreline is about 10 m inland of the ruin in the background, and the SEPNB sign is situated on the top of vegetalised part of the coast. D: Cliff of Porz after the February 19th, 2007 storm event. Shoreline retreat is observed, associated with shingle removal on the vegetated cliff top. The SEPNB sign is on the foreshore. E: Cliff of Porz after the March 10th, 2008 storm event. Shoreline retreat has increased due to erosion which has totally removed the SEPNB sign. F: Erosion scarp reaching 2m cut during the March 10th, 2008 storm event on northern coast of Lez ar Chrizienn Island.*

situe à environ 3,5 m NGF. La fréquence de ces niveaux a été très forte entre l'hiver 2006-2007 et le mois de mars 2008 (fig. 13), période durant laquelle l'érosion de la falaise de Porz (fig. 15 B à D) et de la côte septentrionale de Lez ar Chrizienn a été la plus importante (fig. 15E). Inversement, entre 2003 et 2006, les conditions hydrodynamiques beaucoup moins morphogènes s'accordent avec l'absence de recul significatif du rivage. Ce contexte morphodynamique caractérise également l'hiver 2008-2009.

Nous avions dans un premier temps évoqué le rôle important joué par l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) dans le déclenchement de ces phases d'érosion qui sont marquées par un indice positif tandis que les phases d'accalmie sont marquées par un indice négatif (Suanez, 2009). En effet, l'ONA a été pointée par P.A. Pirazzoli *et al*. (2004) comme étant la cause du changement des conditions anémométriques en Bretagne depuis les années 1950. Toutefois, l'étude des conditions météo-atmosphériques à l'origine des surcotes enregistrées à Brest entre 1950 et 1992, a montré que l'ONA intervenait pour une très faible part dans les processus observés (Betts *et al*. 2004). Les auteurs ont expliqué cette absence de relation par le fait que le calcul de l'ONA, effectué sur les mois de janvier, février et mars, lissait la forte variabilité des paramètres dynamiques agissant sur la déformation du plan d'eau à l'échelle de l'épisode. Ainsi, l'action particulièrement morphogène d'un épisode tempétueux durant quelques heures ne pouvait pas transparaître à la lecture d'un indice « moyen » calculé sur les trois mois d'hiver. Cet argument a été aussi avancé par K. Pye et S.J. Blott (2008) pour illustrer la faible implication de l'ONA dans les phases d'érosion et d'accrétion du littoral de Sefton dans le nord-ouest de l'Angleterre. Plus généralement, ces changements morphosédimentaires intervenant de façon significative dans le bilan sédimentaire littoral sont directement liés à l'occurrence des niveaux d'eau extrêmes à la côte. Ces processus ont très bien été décrits le long de la côte dunkerquoise (Chaverot *et al*., 2008 ; Sedrati et Anthony, 2008), ou sur le littoral de Suffolk dans le sud-est de l'Angleterre (Pye et Blott, 2006).

Par ailleurs, le suivi topo-morphologique réalisé entre 2002 et 2009 indique que ces formes fuyantes en queue de comète ne sont plus alimentées et évoluent à partir d'un stock en place. Dans le même temps, la résultante des déplacements sédimentaires enregistrés dans les deux cas est orientée dans le sens inverse de la dynamique de construction à l'origine de leur mise en place. Nous pensons donc que l'inversion de dynamique morphosédimentaire, entre la période où ces formes se sont construites et l'actuel, n'est pas liée à une variation des conditions météo-marines majeures mais au tarissement des apports sédimentaires disponibles sur la plateforme continentale. Ainsi, les houles incidentes d'ouest pourraient toujours jouer un rôle essentiel dans la dynamique d'arrachement et de transport orientées d'ouest en est, à ceci près qu'elles n'ont plus de matériel à déplacer. Les seuls transits encore possibles dans cette direction se font à partir du stock en place issu notamment de l'érosion des dépôts pléistocènes encore présents, et de préférence en période de faible activité morphogène. Cette dynamique observée sur les deux cordons de Penn Biliog à Trielen et de Lez ar Chrizienn illustrent un processus de « canibalisation » propre à toutes les formes fuyantes dont l'alimentation ne se fait plus. Comme l'ont montré les travaux de recherche doctorale de P. Stéphan sur les flèches de galets de Bretagne, cette évolution caractérise la majeure partie des formes fuyantes qui souffrent d'un déficit d'apport sédimentaire (Stephan, 2008).

## Conclusion

Cette étude apporte de nouvelles connaissances sur l'évolution et la dynamique morphosédimentaire des formes fuyantes de l'archipel de Molène. Le caractère innovant de ce travail repose sur l'adoption d'une démarche résolument quantitative alors que les recherches antérieures en étaient restées à une approche purement descriptive. Ces premiers résultats illustrent la notion de crise sédimentaire qui affecte aujourd'hui l'ensemble des côtes d'accumulation dont une grande partie est en érosion. Dans son étude portant sur l'ensemble des côtes mondiales, E.C.F. Bird (1985) notait que 70 % des littoraux meubles étaient en recul, tandis que 20 % et 10 % étaient respectivement stables ou progradants. Cette érosion généralisée a été expliquée par R. Paskoff (1998, 2004) par le fait que les côtes d'accumulation étaient passées en 6 000 ans d'une situation d'abondance à une pénurie en matière d'alimentation sédimentaire car la quasi-totalité du stock détritique disponible accumulé sur la plateforme continentale avait été remontée vers le rivage lors de la transgression marine holocène. L'absence de matériaux mobilisables sur les platiers encadrant les îlots de Trielen et de Lez ar Chrizienn illustre parfaitement cette situation. De même, le fait que l'érosion marine attaque aujourd'hui les dépôts éémiens accumulés lors du dernier interglaciaire montre bien que le stock périglaciaire würmien est aujourd'hui tari.

### *Remerciements*

*Nos remerciements vont à la DIREN Bretagne qui a financé ce travail, à Jean-Yves Le Gall et David Bourlès, gardes-animateurs de la Réserve Naturelle d'Iroise, qui nous ont permis d'accéder aux sites d'étude par tout temps. Nous remercions également Guy Wöppelmann, responsable du projet SONEL, pour la mise à disposition des données marégraphiques. Merci à Laurence David, ingénieur cartographe au laboratoire Géomer pour la réalisation de certaines cartes. Nos remerciements vont enfin aux trois relecteurs pour leurs remarques pertinentes et leurs corrections qui nous ont permis d'améliorer ce texte.*

### Références

**Ardhuin F., Marié L., Rascle N., Forget P., Roland A. (2009)** – Observation and estimation of Lagrangian, Stokes and Eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface. *Journal of Physical Oceanography* 39-11, 2820-2838.

**Ardhuin F., Rogers E., Babanin A., Filipot J.-F., Magne R., Roland A., van der Westhuysen A., Queffeulou P., Lefevre J.-M., Aouf L., Collard F. (2010)** – Semi-empirical dissipation

source functions for wind-wave models: part I, definition, calibration and validation. *Journal of Physical Oceanography* 40-9, 1917-1941.

**Ardhuin F., Magne R. (2010)** – *Modélisation des états de mer du globe à la plage : validation de nouveaux paramètres produits par Prévimer,* Actes du colloque des XIe Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010, DOI:10.5150/jngcgc.2010.002-A [http://www.paralia.fr].

**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, 1-4, 227-246.

**Bidlot J.-R. (2008)** – *Intercomparison of operational wave forecasting systems against buoys: data from ECMWF*, MetOffice, FNMOC, NCEP, DWD, BoM, SHOM and JMA, September 2008 to November 2008, technical report, Joint WMO-IOC Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology, [http://preview.tinyurl.com/7bz6jj].

**Bird E.C.F. (1985)** – *Coastline changes, a global review*. John Wiley & Sons, Chichester, 219 p.

**Chaverot S., Héquette A., Cohen O. (2008)** – Changes in storminess and shoreline evolution along the northern coast of France during the second half of the 20th century. *Zeitschrift für Geomorphologie* 52, Suppl. 3, 1-3.

**Fichaut B., Suanez S. (2005)** – Mise en place d'un suivi morpho-sédimentaire dans l'archipel de Molène. Exemple de l'îlot de Trielen. *In* Durand P., Goeldner-Gianella L. (Eds.) : *Milieux littoraux nouvelles perspectives d'étude*. Editions l'Harmattan, Paris, 53-74.

**Fichaut B., Suanez S. (2007)** – Plage fuyante à Trielen. *Penn ar Bed*, 199/200, 2-12.

**Fichaut B., Suanez S. (2008)** – Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 15-32.

**Guilcher A. (1950)** – L'île de Béniguet (Finistère), exemple d'accumulation en queue de comète. *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, II-7, 243-250.

**Guilcher A. (1959)** – L'archipel de Molène (Finistère). Etude morphologique. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, II-2, 81-96.

**Guilcher A., Adrian B. (1959)** – L'archipel de Lilia et Landéda (Finistère), étude géomorphologique. *Cahiers Océaniques*, XI-4, 219-230

**Guilcher A., Adrian B., Blanquart A. (1959)** – Les « queues de comète » de galets et de blocs derrière des roches isolés sur les côtes Nord-Ouest et Ouest de Bretagne. *Norois*, 22, 125-145.

**Hallégouët B. (1982a)** – L'archipel de Molène – Géomorphologie. *Penn ar Bed*, 110, 79-97.

**Hallégouët B. (1982b)** – Géomorphologie de l'archipel de Molène. *Penn ar Bed,* 110, 83-97.

**Hallégouët B., Van Vliet-Lanoë B. (1989)** – Héritages glaciels sur les côtes du Massif Armoricain, France. *Géographie physique et Quaternaire*, 4-2, 223-232.

**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, 61-71.

**Lewis W.V. (1938)** – The evolution of shoreline curves. *Proceeding of Geologists Association,* XLIX, 107-127.

**Paskoff R. (1998)** – La crise des plages : pénurie de sédiments. *Mappemonde*, 52-4, 11-15.

**Paskoff R. (2004)** – Les littoraux sableux et dunaires : de l'abondance à la pénurie en sédiments. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 3, 373-382.

**Pinot J.-P. (1963)** – Quelques accumulations de galets de la côte trégoroise. *Annales de Géographie*, 389, 13-31.

**Pirazzoli P.A., Regnauld H., Lemasson L. (2004)** – Changes in storminess and surges in western France during the last century. *Marine Geology* 210, 1-4, 307-323.

**Pye K., Blott S.J. (2006)** – Coastal processes and morphological change in the Dunwich-Sizewell area, Suffolk, UK. *Journal of Coastal Research* 22-3, 453-473.

**Pye K., Blott S.J. (2008)** – Decadal-scale variation in dune erosion and accretion rates: an investigation of the significance of changing storm tide frequency and magnitude on the Sefton coast, UK. *Geomorphology* 102, 3-4, 652-666.

**Queffeulou P., Croizé-Fillon D. (2008)** – *Global altimeter SWH data set, version 4, October 2008*, Technical Report, Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Ifremer (Plouzané), non publié (publication interne).

**Schou A. (1945)** – *Det Marine Forland*. Mémoire de thèse, université de Copenhague, 236 p.

**Sedrati M., Anthony E.J. (2008)** – Sediment dynamics and morphological change on the upper beach of a multi-barred macrotidal foreshore, and implications for mesoscale shoreline retreat: Wissant Bay,northern France. *Zeitschrift für Geomorphologie* 52, Suppl. 3, 91-106.

**Stéphan P. (2008)** – *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*. Thèse de doctorat en géographie physique, université de Bretagne Occidentale, 558 p.

**Suanez S. (2009)** – *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, université de Caen-Basse Normandie, 212 p.

**Tolman H.L. (2009)** – User manual and system documentation of WAVEWATCH III™ version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 p. + Appendices [http://polar.ncep. noaa.gov/mmab/papers/tn276/MMAB_276.pdf].

Article soumis le 14 juin 2010, accepté le 25 octobre 2010.