



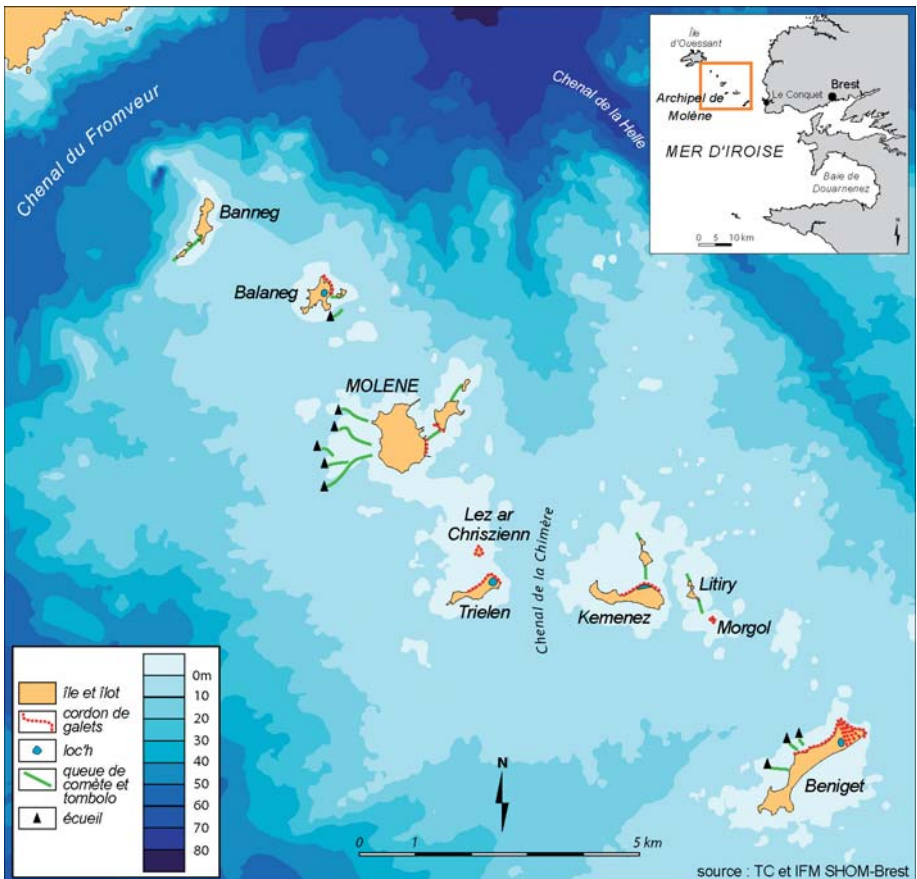
Plage fuyante à Trielen

Bernard FICHAUT et Serge SUANEZ

Les plages fuyant les houles constituent une originalité de l'archipel de Molène. L'exemple de celle de Trielen, qui fait l'objet d'un suivi morphosédimentaire depuis 2002, permet de caractériser la mise en place et l'évolution de ces formes.

L'archipel de Molène compte 19 îles et îlots qui ne sont que la partie émergée d'un vaste plateau sous-marin [1]. La superficie totale de la partie terrestre n'est

que de cent quatre vingt quinze hectares environ, alors que celle des estrans avoisine huit cents hectares et que les fonds, compris entre le niveau des basses mers



[1] Carte de localisation de l'île de Trielen dans l'archipel de Molène.

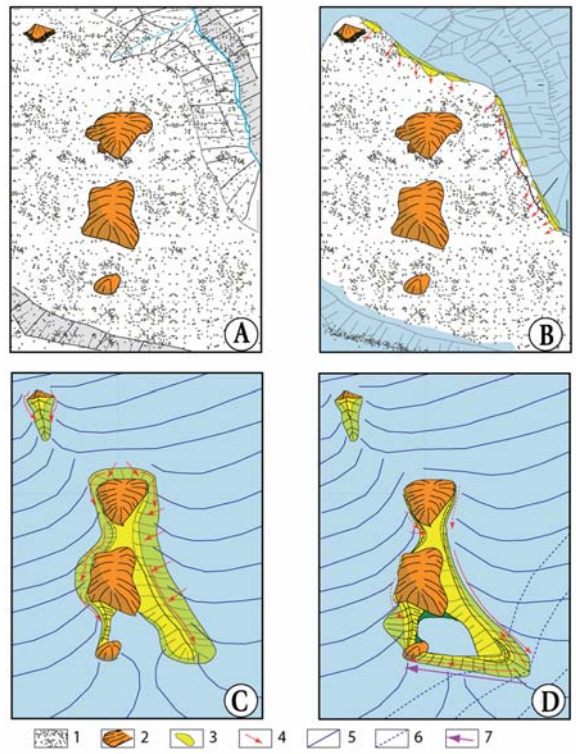
et l'isobathe 10 m, couvrent environ quinze mille hectares. L'originalité morphologique de l'archipel réside dans l'abondance de plages fuyant les houles constituées de tombolos et/ou de queues de comètes (Guilcher, 1959) [1]. Ces formations se mettent en place lorsque l'énergie des vagues, définissant l'hydrodynamisme, génère des forces tractrices suffisamment importantes pour que le matériel meuble constitué de sables ou de galets ne se maintienne plus sur la face exposée d'un saillant qui peut être une roche ou une petite île. Le matériel, alors entraîné par les houles qui contournent l'île en provoquant une dérive littorale, se dépose en abri de l'obstacle.

Dans l'archipel de Molène on recense 21 queues de comètes [1]. Ces formes s'apparentent à de longues traînées de galets situées en arrière de roches isolées. On trouve également 9 tombolos, cordons littoraux raccordant deux points durs entre eux, dont certains sont submersibles. Ils relient 14 des îles entre elles. Enfin, en arrière de certaines des îles les plus grandes, on trouve des formes d'abri de très grandes dimensions. Elles constituent des cordons de galets enserrant des petits plans d'eau appelés « loc'h ». C'est le cas à Balaneg, Quéménès, mais c'est à Béniget et à Trielen que ces édifices sont les plus remarquables et assimilables à d'énormes queues de comètes. Sur ces deux îles longues et étroites (2,5 x 0,5 km pour Béniget, 1,5 x 0,25 pour Trielen), étirées selon un axe sud-ouest/nord-est, qui est celui de la propagation des houles, seuls le tiers et la moitié sud de l'île, respectivement, sont rocheux et servent d'ancre à ces accumulations d'abri [2].

Depuis 2002, l'île de Trielen, partie intégrante de la Réserve Naturelle d'Iroise, fait l'objet d'un suivi morphosédimentaire à la demande du gestionnaire, Bretagne Vivante - SEPNB. Ce travail, financé par la DIREN Bretagne, est basé sur des levés topographiques extrêmement précis réalisés à l'aide d'un DGPS centimétrique. L'objectif est d'analyser les mécanismes de mise en place et d'évolution à long terme de ces formes d'accumulations. En d'autres termes, par ce suivi nous cherchons à savoir si les dynamiques morphosédimentaires actuelles répondent encore aux modalités initiales de construction de ces plages particulières. À ce titre, l'île de Trielen, retenue comme site expérimental, représente un excellent « laboratoire naturel » protégé de tous bouleversements anthropiques qui affectent la plupart des littoraux continentaux.

Îles minuscules, plages immenses ou comment se construisent ces formes d'accumulation ?

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 roches seulement, le gneiss et la granodiorite, constituent le socle rocheux de l'île, les galets sont en grande partie issus de granite, de grès, de quartzite, etc., ce qui atteste leur origine exogène. Ils proviennent en grande par-

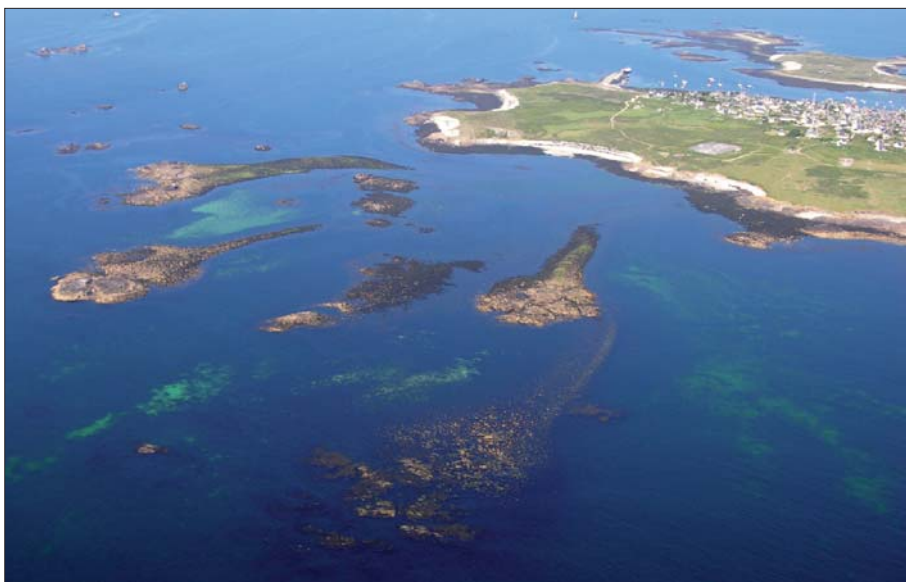


[2] Schéma diachronique de mise en place des plages de Trielen.
1 : gélifracsts. **2** : coulée de gélifluxion recouvrant le socle rocheux. **3** : accumulation sédimentaire. **4** : sens des transferts sédimentaires. **5** : crêtes de houles principales. **6** : crêtes de houles secondaires. **7** : courant de jusant.
A : Maximum glaciaire (18 000 B.P).
B : Transgression Holocène (6 000 B.P).
C : Fin de transgression (2000 B.P).
D : Situation actuelle.

tie des hauts fonds de l'archipel, du plateau continental ou ont même des origines plus lointaines, puisqu'on recense des galets constitués de basalte islandais (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1989). Seule la compréhension des alternances climatiques du Quaternaire et de leurs conséquences morphologiques peut expliquer leur présence [2]. Il y a 18 000 ans, lors du dernier maximum glaciaire, le niveau de l'océan mondial était environ 120 m plus bas que l'actuel. L'essentiel de la mer d'Iroise était émergé et soumis à un climat de type subpolaire, responsable de la gélifraction des roches affleurantes, débitées en cailloux et blocs de toutes tailles. Au cours de l'interglaciaire actuel, l'Holocène, le réchauffement et la fonte des inlandsis continentaux ont entraîné un relèvement progressif du niveau de la mer jusqu'au niveau présent il y a environ 2 000 ans. Lors de cette transgression, une partie du matériel libéré par la gélifraction, et des débris rocheux d'origine très lointaine apportés par des glaces flottantes, ont été graduellement repoussés par les vagues en direction de la côte. Dans l'archipel, les houles ont fait transiter le matériel en arrière des îles pour former cordons et queues de comètes. Trielen et Beniget étant sur la face ouest de l'archipel, elles ont piégé une grande partie des sédiments en transit, ce qui explique l'énormité des accumulations.

On peut s'étonner de l'absence de grandes accumulations en abri de Molène, Litory, et Banneg. À Molène, c'est l'existence de ren-

trants sur sa face exposée et d'écueils en avant de la côte qui expliquent la petitesse des accumulations sous abri. Le matériel poussé par la mer transgressive s'est accumulé en arrière de grandes roches situées à l'ouest de l'île, et forme un ensemble de 7 queues de comètes longues chacune de plusieurs centaines de mètres [3]. Les galets parvenus jusqu'à la côte de l'île ou produits sur place par l'érosion des falaises restent en grande partie piégés dans les rentrants de la côte exposée où ils forment quelques plages de faible volume. En conséquence, les accumulations d'abri à Molène sont de petite taille et ne forment que deux tombolos submersibles qui relient l'île à ses deux lédénez. Litory, sur la façade est de l'archipel, est protégée de l'attaque directe des houles principales par Quéménès et Trielen qui ont piégé les galets poussés par la mer transgressive à l'Holocène. Litory est d'ailleurs la seule île où les plages sont presque exclusivement sableuses. Banneg est vraiment un cas à part. Alors que les autres îles sont précédées vers le large d'une large plateforme submergée qui a fourni le matériel que l'on trouve sur les plages, Banneg est sur le rebord du plateau de Molène et domine directement, par un talus à forte pente, le passage du Fromveur profond de 60 mètres. Lors de la transgression, le matériel repoussé sur les fonds en cours de submersion n'a pu franchir cet obstacle. En conséquence, Banneg est une île où les plages sont de simples placages sablo-caillouteux, provenant en grande partie de



T. Franz

[3] *Queues de comètes et plages de poche sur la côte ouest de Molène.*

l'érosion des quelques dépôts périglaciaires présents sur l'île, et recouvrant à peine le substrat rocheux. Les tombolos qui relient Banneg à ses deux lédenez sont de faible volume, submersibles, et constitués de gros blocs de granite directement arrachés à la face exposée de l'île.

Avant l'Holocène, au cours de la période dite du Pléistocène, l'alternance glaciaire-interglaciaire s'est répétée une vingtaine de fois. À chaque transgression des formes semblables ont été mises en place. En grande partie conservées sous les accumulations actuelles, elles forment des plages fossiles cimentées qui sont parmi les plus belles de Bretagne. Elles apparaissent lors de démaigrissements de haut de plage après les tempêtes, ou sont directement entaillées en falaises comme sur la côte nord de Béniget et de Trielen [4]. Dans ce cas elles contribuent à l'alimentation des plages actuelles.

Les plages de Trielen, ou l'expression d'une dynamique complexe

L'île de Trielen, longue d'un kilomètre, et large de 250 mètres au maximum, culmine à 12 m NGF, c'est-à-dire qu'elle dépasse d'à peine huit mètres le niveau des hautes mers de vives-eaux. Le relief d'ensemble est monotone mais on distingue quatre ensembles topographiques [5]. À l'ouest, le premier tiers de l'île constitue un dôme rocheux culminant à neuf mètres d'altitude. La côte de ce secteur, face aux houles dominantes, est une côte d'abrasion entaillée en falaises rocheuses hautes de trois à quatre mètres à Penn Braz. Entre Aod Allam et An Henn Karr, l'île se rétrécit et s'abaisse. Cet ensellement, correspondant probablement à un tombolo pléistocène, est encadré par deux cordons de galets. La partie centrale de l'île, anciennement cultivée, est une surface subtabulaire qui se raccorde au trait de côte par des versants plus ou moins marqués. Enfin, au nord-est se trouve la grande accumulation de galets de l'île enserrant le nord et l'est d'un loc'h d'eau saumâtre situé à quatre mètres en contrebas de la partie sommitale du cordon.

L'analyse du fonctionnement des différentes unités morphosédimentaires de l'île de Trielen a déjà fait l'objet d'une publication récente (Fichaut et Suanez, 2005). Sans reprendre l'ensemble de ces données, il convient tout de même d'en présenter les traits généraux.

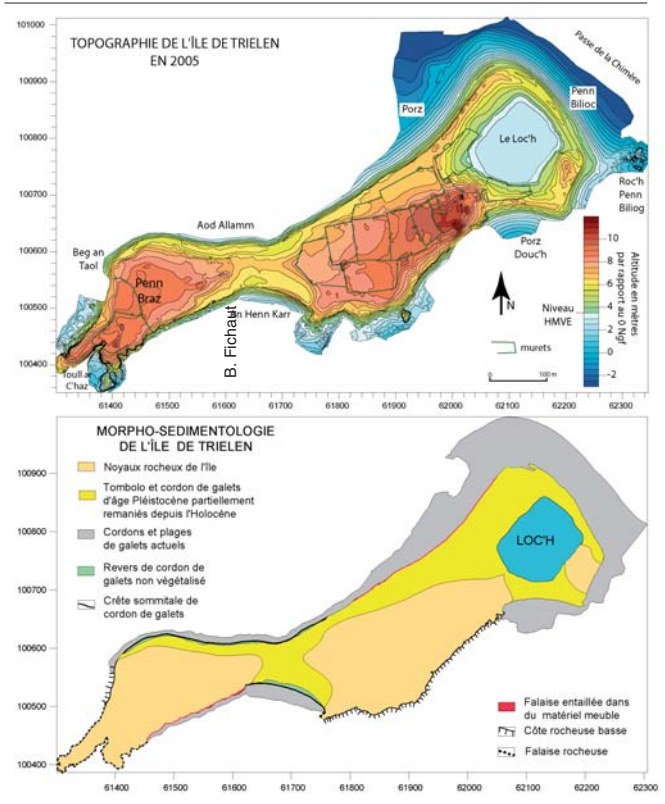


[4] Plage émiennne (115 000 B.P) de Aod Allam à Trielen entaillée en falaise (2) au dessus de la plage actuelle (1).

Plages « de poche » au sud

Au sud de l'île, deux cellules hydrosédimentaires se répartissent de part et d'autre d'un large saillant rocheux prolongé par une large plate-forme d'abrasion. Ces deux cellules sont celles d'An Henn Karr à l'ouest et de Porz Douc'h à l'est [6]. Elles sont toutes les deux constituées (i) d'une zone de départ de matériel généralement matérialisée par une falaise entaillée par l'essentiel dans du head périglaciaire et/ou de la roche gélifractée dont la hauteur peut atteindre 2 m à l'ouest d'An Henn Karr. Toutefois, à l'exception du secteur d'An Henn Karr où l'érosion livre encore un peu de matériel à la dérive littorale, ces zones de départ ne fournissent pratiquement plus de sédiments ; (ii) d'une zone de transit correspondant au platier rocheux masqué à certains endroits par quelques pavages grossiers, signe d'un stationnement temporaire du matériel en transit ; (iii) d'une zone d'accumulation formant dans les deux cas un cordon de galets. Celui d'An Henn Karr est entièrement constitué de blocs roulés grossiers, sa pente raide (26 % en moyenne) atteint 38 % dans la partie sommitale érigée en crête et dominant l'arrière plage d'environ 1,5 m. À l'inverse, l'accumulation de Porz Douc'h montre une granulométrie plus fine (caillouteuse à sablocaillouteuse vers la base) et une pente plus douce (12 % en moyenne).

À l'heure actuelle, ces deux cordons fonctionnent essentiellement en cellules fermées car ils ne sont pratiquement plus alimentés en matériel transitant par la dérive. Les seules dynamiques à l'origine des modifications qu'ils connaissent concernent des mouvements sédimentaires transversaux. Ces derniers corres-



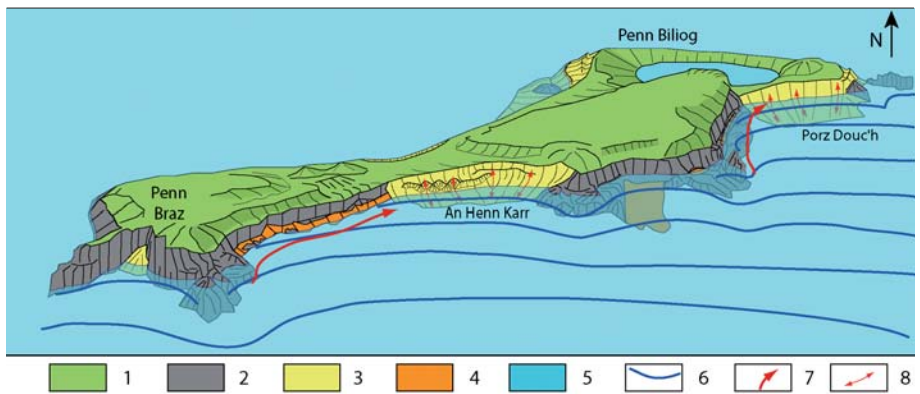
[5] *Topographie et morphosédimentologie de l'île de Trielen.*

pondent à de simples réajustements localisés consistant en un raidissement ou une diminution des pentes au gré des variations de l'état de la mer.

Plage fuyant la houle au nord

Tout le nord de l'île correspond au système morphodynamique faisant véritablement l'objet de notre étude. Les houles

dominantes de sud ouest qui contournent la pointe de Penn Braz arrivent ensuite de manière oblique sur la côte globalement orientée vers le nord, ce qui entraîne une dérive littorale. Elle est à l'origine de l'énorme forme de fuite que l'on trouve à l'est de cette cellule qui peut être globalement subdivisée en quatre sous-ensembles [7].



[6] *Morphologie et fonctionnement des cellules du sud de Trielen. 1 : partie terrestre. 2 : falaise rocheuse. 3 : plage de galets. 4 : placage de galets. 5 : hautes mers. 6 : crêtes de houles. 7 : dérive littorale. 8 : mouvements transversaux.*

À l'extrême ouest du système, on passe des falaises rocheuses de Penn Braz à une zone où n'existent que de rares plages de galets sur une portion de côte en érosion dégageant une plage ancienne, sans doute éémienne. Ce secteur presque entièrement dépourvu de formations superficielles fournit actuellement très peu de matériel à la dérive littorale.

Immédiatement vers l'est, à partir de Beg an Taol, le trait de côte change de direction et fait franchement face au nord. À ce niveau le haut de l'estran est souligné par un cordon de galets large de 10 à 20 mètres au maximum. Installé au sommet de la plate-forme d'abrasion et au-dessus du niveau des hautes mers moyennes, ce cordon est nettement saillant et domine un sillon déprimé en arrière. Sa face exposée, dont la forte pente atteint 25 à 30 %, est nettement marquée d'une succession de crêtes et creux parallèles entre eux et dont le grand axe fait face à la houle incidente. Ces figures rythmiques illustrent le contexte morphodynamique de ce secteur marqué par une forte dérive littorale associée à une

onde de bord. Ces formes et l'é étroitesse du cordon montrent qu'ici le matériel caillouteux arraché à la pointe de l'île, ou à la plate-forme, est en accumulation transitoire et migre vers l'est. Toutefois, à l'heure actuelle nous ne disposons d'aucune donnée quantifiée sur la vitesse de cette dérive ni sur les volumes mis en jeu.

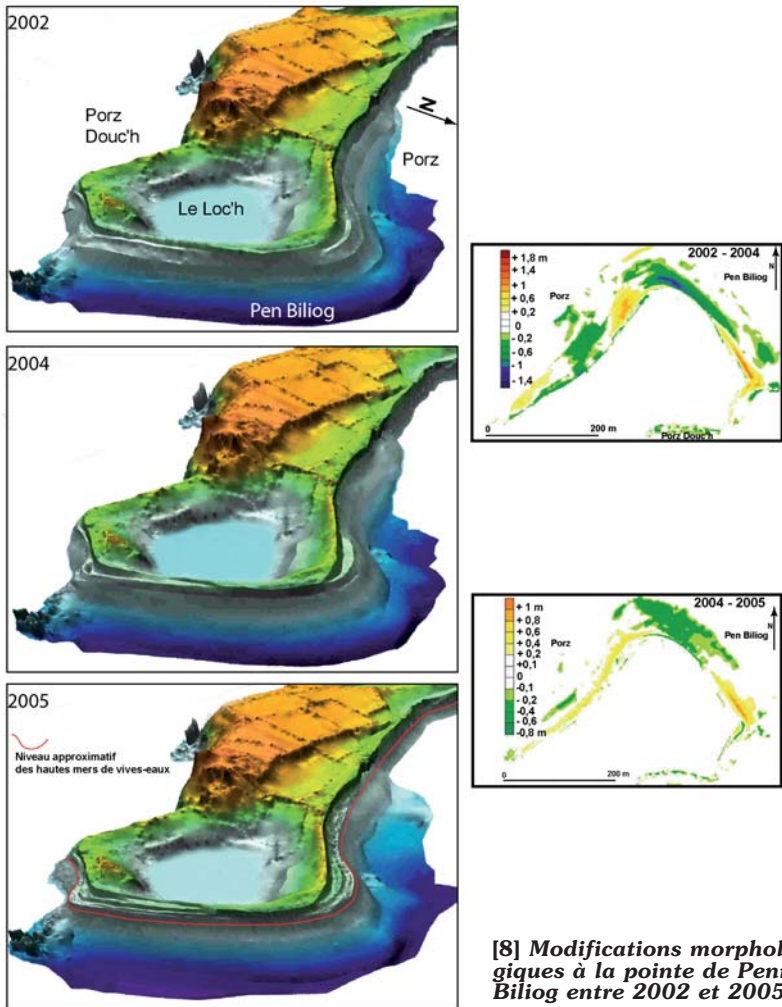
À partir de l'est de Aod Allamm, la côte change à nouveau d'orientation et fait face au nord-ouest. Elle est donc plus directement exposée aux houles dominantes diffractées que le secteur précédent. Ce secteur marque le début de la forme d'accumulation fuyante de la cellule nord. C'est là que commence le dépôt du matériel en partie prélevé sur la face exposée de l'île pour former le grand cordon d'abri de Trielen. Les mesures montrent que l'accumulation tend à s'élargir et que sa pente externe diminue progressivement de 30 % à moins de 10 %.

À l'est de Porz, Pen Biliog forme la partie la plus massive de l'énorme cordon de galets. Large de 200 mètres et épais de



T. Franz

[7] Cellules hydrosédimentaires de l'île de Trielen.



plus de 10 mètres, ce secteur marque le terme de la dérive littorale. La base du cordon est au niveau des plus basses mers, alors que son sommet domine celui des plaines mers de 3 mètres environ. Son orientation nord-ouest/sud-est 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 la passe de la Chimère. Le crochet ainsi formé isole une dépression occupée par un plan d'eau : le loc'h. La partie sommitale du cordon est marquée de petits gradins attestant du remaniement localisé du stock sédimentaire par les vagues qui, occasionnellement, comme lors de l'hiver 1989-1990, peuvent franchir le sommet et raviner le revers en s'écoulant vers le loc'h.

L'évolution actuelle

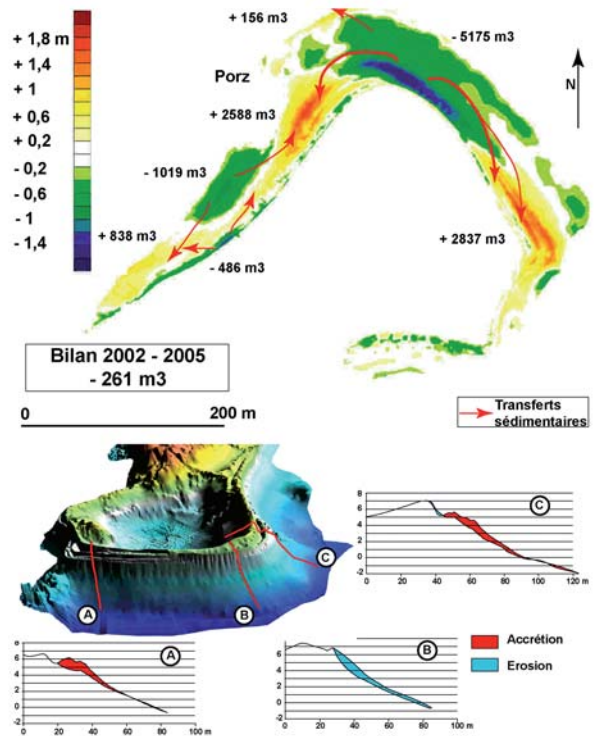
Le suivi morphosédimentaire repose sur des levés de terrain effectués au Différentiel Global Positional System (DGPS). Le principe revient à mesurer la position de points topographiques avec une précision horizontale de 2 cm et verticale de 1,5 cm. Ces relevés ont été raccordés au système géodésique français (Lambert I – Nord de la France, et NGF – IGN 69) à partir d'une borne IGN située sur l'île de Molène. Entre 2002 et 2005, six campagnes de mesure ont été réalisées. Les formations littorales (cordons de galets, plages de sables et falaises meubles), qui constituent l'objet de ce suivi, ont été levées en 2002, 2004 et

2005. Durant l'année 2003, les mesures n'ont concerné que la partie interne et végétalisée de l'île qui n'enregistre aucun changement morphosédimentaire notoire. Ces dernières ont simplement servi à constituer un fichier de points « invariables » qui a été utilisé pour la construction des modèles numériques de terrain de 2002, 2004 et 2005. À partir de ces données, une cartographie dynamique des bilans sédimentaires a été établie afin de spatialiser les changements morphosédimentaires et de quantifier les volumes de matériel déplacés. L'analyse a été centrée sur la formation fuyante constituant le système morphodynamique du nord de l'île. La partie la plus occidentale du système située à l'ouest de Aod Allam est relativement stable. Les modifications les plus importantes s'observent plus à l'est. De Aod Allam jusqu'à Porz le cordon de galets est entaillé en falaise qui a reculé sur 325 m. Sur l'ensemble de la période d'observation (2002-2005), ce recul atteint localement 2,5 m et dépasse 1 m sur près de 200 mètres. Le volume de matériel cédé à la plage est d'environ 500 m³. Cette érosion a mis à nu des vestiges archéologiques et une plage ancienne géliturbée qui jusqu'alors n'affleurait que partiellement et épisodiquement. Dans le même temps, l'extrême pointe de Penn Biliog a perdu 5200 m³ de galets que l'on retrouve vers le sud (+ 2800 m³) et vers l'ouest (+ 2100 m³) [8]. Là, ils s'ajoutent aux 500 m³ prélevés dans la falaise de Aod Allam – Porz. Dans le secteur en érosion le raidissement de la pente est remarquable alors que dans les secteurs qui progradent on voit nettement se constituer de nouvelles crêtes de galets au dessus du niveau des pleines mers [9].

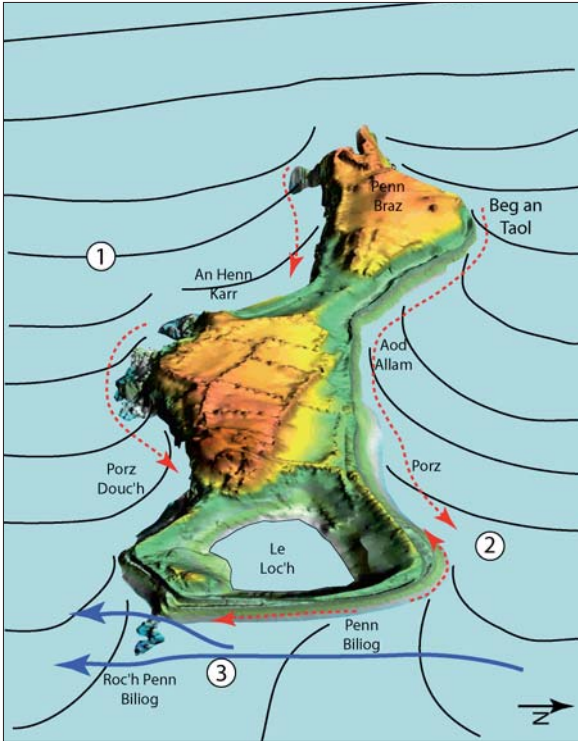
Comme l'illustre l'évolution sur l'ensemble de la période 2002–2005, le stock sédimentaire est resté stable, la différence de 261 m³ pouvant correspondre à l'incertitude liée aux mesures. Ces changements montrent aussi une tendance pluriannuelle qui se solde par l'érosion de deux parties du cordon entre Aod Allam et Porz d'une part, et à l'extrême pointe de Penn Biliog d'autre part. Il peut sembler paradoxal voire aberrant qu'un secteur d'accumulation, construit par la dérive littorale transportant le matériel de l'ouest vers l'est, présente tous les signes d'une érosion active. Deux raisons peuvent être envisagées. L'une découlerait d'un changement d'orientation des vents dominants et donc de la houle incidente,

mais impliquerait un basculement vers le nord, alors que la tendance régionale est à un basculement vers le sud (Hénaff, 2004 ; Lemasson et Regnaud, 1997). L'autre, plus probable, est liée à deux paramètres.

D'une part, elle résulterait du fait que le matériel déplacé vers l'est par la dérive n'est pas remplacé par du matériel frais provenant de l'amont-dérive. C'est sans doute le cas si l'on en juge par le faible volume de matériel disponible à l'ouest du système. Dans cette situation de pénurie sédimentaire drastique la dérive fonctionne toujours dans le même sens, mais n'a plus rien à transporter de la pointe occidentale vers la queue de l'île. Ni les falaises rocheuses de Penn Braz qui ne reculent pas, ni la partie occidentale du cordon, située au dessus du niveau des hautes mers, ne fournissent de matériel frais. Les vagues qui contournent l'île produisent alors un effet érosif (et non plus constructif) sur le cordon de galets. Cette érosion est renforcée lorsqu'il est plus franchement orienté face aux houles, comme c'est le cas



[9] Bilan volumique des transferts sédimentaires à Penn Biliog entre 2002 et 2005.



[10] Transferts sédimentaires sur le littoral de Trielen.

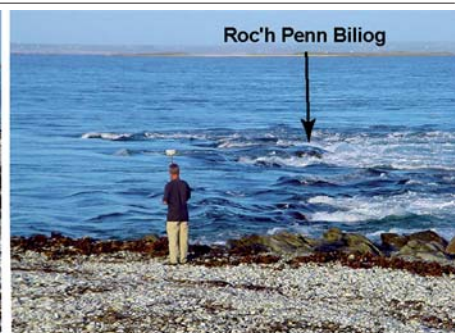
Les houles dominantes de secteur ouest (1) se déforment en contournant l'île. Elles génèrent une dérive littorale (2) discontinue au sud, jusqu'à Penn Biliog au nord. Les houles secondaires de secteur nord, et le courant de jusant de la Chimère (3) rabattent l'accumulation vers le sud et isolent un loc'h.

entre Aod Allam et Porz. On dit que le cordon « se cannibalise ». Les quelques 500 m³ prélevés aux dépens des falaises de galets sont peu de chose et ne peuvent avoir de grandes conséquences sur l'alimentation de la pointe du cordon.

Cette évolution est d'autre part commandée par l'action des circulations hydrodynamiques secondaires. En l'absence d'apports importants de matériel frais, le cordon au niveau de Penn Biliog est remodelé par les houles de nord-est qui tendent à repousser les galets à la fois vers l'amont dérive et vers le sud [10]. Un second forçage découle de l'action des puissants courants de la passe de la Chimère qui, orientés vers le sud lors du jusant, s'écoulent directement contre le cordon de galets. Ils sont même torrentueux et extrêmement rapides en début de jusant, dans le rétrécissement qui sépare Penn Biliog de Roc'h Penn Biliog. Ce rétrécissement est propice à une augmentation des vitesses d'écoulement [11].

Ces courants entraînent un départ de galets vers les fonds de la passe de la Chimère, où ils quittent sans doute définitivement le système littoral. L'existence de ces courants explique aussi vraisemblablement une caractéristique qui différencie nettement Trielen de Béniget. Dans les deux cas l'est de l'île est constitué par une accumulation de galets fuyant les houles, dont l'extrémité, rabattue vers le sud par des houles secondaires de secteur nord-est, enferme un loc'h.

À Trielen, ce cordon large de 200 m est unique. À Beniget au contraire l'extrémité de la formation est constituée de la juxtaposition de 8 cordons nettement distincts mais accolés les uns aux autres sur une largeur totale de 400 m [12]. Cette disposition montre que dans ce cas l'alimentation s'est faite par apports spasmodiques pendant des périodes de paroxysme où la fourniture de matériel à partir de l'amont dérive est considérable. Elle montre aussi qu'en l'absence de courants de marée suffisamment puissants pour reprendre les



[11] Courant de jusant de la Chimère au niveau de Roc'h Penn Biliog. A : Situation à basse mer. B : Situation en début de jusant

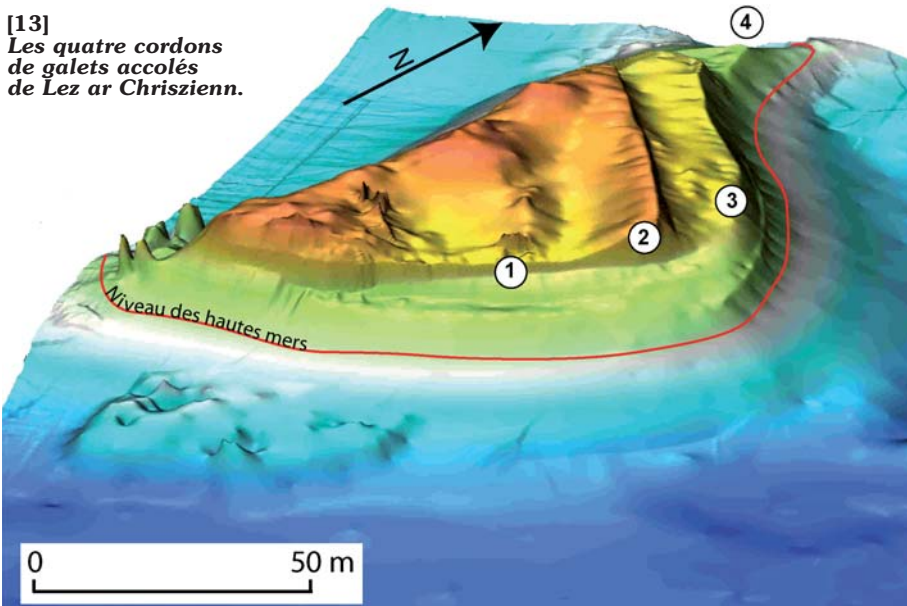


[12] *Cordons de galets accolés du nord de Béniget.*

galets au terme de la dérive littorale, l'île tend à s'allonger par extension de l'accumulation d'abri. Une morphologie comparable s'observe sur Lez ar Chriszienn, petit îlot situé immédiatement au nord de Trielen. Cette île est presque exclusivement constituée de matériel meuble ancré sur des hauts fonds. Le matériel

érodé sur la face exposée a migré progressivement sous abri de l'île où, réagencé par les houles de secteur nord-est, il forme 4 cordons accolés dont les 3 plus anciens sont végétalisés [13]. Certains systèmes littoraux bénéficient d'apports continentaux par le biais des

[13] *Les quatre cordons de galets accolés de Lez ar Chriszienn.*



fleuves ou du recul marqué des falaises auxquelles les plages sont adossées. Privée d'arrière pays, l'île de Trielen constitue un système fermé qui a sans doute peu évolué depuis sa mise en place à la fin de la transgression Holocène il y a plusieurs milliers d'années. En l'absence de recul notable des falaises exposées de l'ouest de l'île, les seuls apports de matériel frais, en quantité difficilement estimable et sans doute faible, proviennent des blocs et cailloux portant de grandes algues qui, arrachés aux fonds marins environnants lors des premières tempêtes d'automne, sont drossés à la côte. Dans ce contexte le stock sédimentaire constant reste piégé dans les anses au sud de l'île. Au nord il se déplace en fonction des caractéristiques de l'hydrodynamisme qui tend de manière chronique à transporter le matériel vers l'est. En l'absence de remplacement du matériel prélevé, l'amont du cordon tend à reculer et, à ce niveau, l'île se rétrécit, alors qu'au terme de la dérive l'action des houles secondaires empêche l'allongement de l'île pendant qu'une quantité de sédiment qui reste à quantifier est exportée au profit des fonds de la passe de la Chimère par les courants de marée. Dans les années à venir, les recherches s'orienteront dans deux directions. Le suivi topographique permettant de caractériser l'évolution de la forme de la plage sera poursuivi. Parallèlement des mesures de courantologie viseront à définir la force d'arrachement des courants de la Chimère et à déterminer leur impact sur le transport de galets. ■

Bibliographie

FICHAUT B. & SUANEZ S. 2005 – Mise en place d'un suivi morphosédimentaire dans l'archipel de Molène. Exemple de l'îlot de Trielen. *Milieux littoraux nouvelles perspectives d'étude*, éditions l'Harmattan, pp. 53-74.

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

HALLÉGOUËT B. 1982 – L'archipel de Molène – Géomorphologie. *Penn ar Bed*, n° 110, pp. 79-97.

HALLÉGOUËT B. & VAN VLIET-LANOË B. 1989 – Héritages glaciels sur les côtes du Massif Armoricaïn, France. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, n° 2, pp. 223-232.

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*, n° 3, pp. 346-359.

LEMASSON L. & RÉGNAULD H. 1997 – Evolution trentenaire des vents littoraux sur le Grand Ouest français, *Norois*, n° 175, pp. 417-431.

Remerciements

Ils vont à Sandrine Pacaud de l'Université de Nantes qui nous a initialement guidé dans l'utilisation du DGPS, et bien sûr à Jean Yves Le Gall et David Bourlès, gardes-animateurs de la Réserve d'Iroise, qui ne ménagent jamais leur peine lorsqu'il s'agit de nous mener sur nos terrains d'étude.

Bernard FICHAUT et Serge SUANEZ sont maîtres de conférences au département de Géographie de l'Université de Bretagne Occidentale.
