



Dynamiques géomorphologiques passées et présentes des côtes de l'archipel de Molène

Pierre STÉPHAN, Serge SUANEZ & Bernard FICHAUT

L'archipel de Molène représente un formidable laboratoire des dynamiques géomorphologiques côtières. Des études récentes renouvellent nos connaissances sur l'ampleur des changements qui ont affecté ces rivages insulaires au fil du temps, depuis les derniers millénaires jusqu'aux dernières tempêtes hivernales.

L'archipel de Molène est composé de 19 îles et îlots végétalisés, auxquels s'ajoute un très grand nombre d'écueils qui parsèment un large estran dont la superficie atteint environ 880 ha lors des plus basses mers de grands coefficients. Cet estran ne représente que la partie émergée d'une vaste plateforme d'abrasion marine héritée du Quaternaire, le plateau de Molène. La majeure partie de ce plateau est située sous quelques mètres d'eau seulement. Plusieurs dépressions longilignes marquent ce relief sous-marin et correspondent à d'anciennes vallées désormais ennoyées par la mer (vallées sous-marines de la Helle, vallée des Pierres Noires), dont le tracé a été en grande partie guidé par la structure du substrat rocheux. Quoique balayé quotidiennement par de puissants courants de marée, le plateau de Molène présente localement une couverture sédimentaire qui adopte une grande variété de formes : traînées, amas globulaires, paraboles, dunes hydrauliques (barkhanes, dunes paraboliques) et ripple-marks géantes (Guilcher, 1959 ; Halléhouet, 1982 ; Ehrhold & Le Gall, 2017).

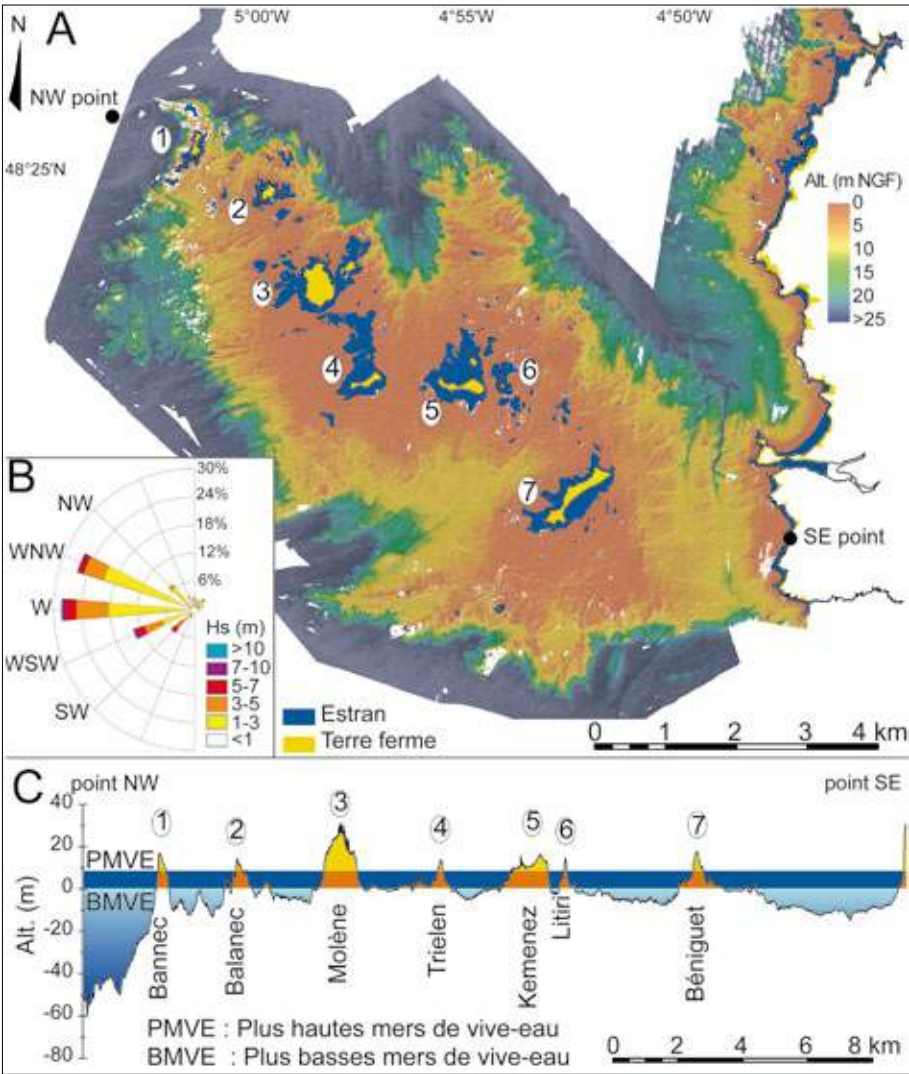
Grands traits du plateau molénais

Dans la zone intertidale, l'action des houles océaniques générées dans l'Atlantique nord prédomine sur celle des courants de marée. Les mesures effectuées au large d'Ouessant par la bouée-phare montrent une prédominance des houles de secteur ouest à nord-ouest, puis de celles de secteur sud-ouest, qui représentent respectivement 60 % et 20 % du régime annuel. La hauteur significative de ces houles, c'est-à-dire la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes, est comprise entre 2 et 2,50 m. Toutefois, les hauteurs maximales peuvent dépasser 16 à 18 m lors des plus fortes tempêtes (Fichaut & Suanez, 2011 ; Blaise *et al.*, 2015). À titre d'exemple, la tempête *Petra* du 4-5 février 2014 a généré des vagues dont la hauteur maximale, mesurée par la bouée des Pierres Noires, a atteint 23,50 m. Bien que le plateau de Molène amortisse partiellement les vagues à l'approche du

rivage, les espaces insulaires sont soumis à une morphogenèse littorale particulièrement active [1].

On doit à André Guilcher (1959) la première description détaillée de la géomorphologie de ce secteur de la mer d'Iroise. Plus tard, Bernard Hallégouët (1982) a passé en revue les traits caractéristiques des formes d'érosion et d'accumulation sous-marines et littorales que l'on retrouve dans l'archipel de Molène. Enfin, Fichaut & Hallégouët (1989) ont

porté leur attention sur le mouvement des blocs dits « cyclopéens » que l'on retrouve sous la forme de véritables barages sur le sommet des falaises occidentales de l'île de Banneg, au nord de l'archipel. À l'issue de l'hiver extrêmement tempétueux de 1989-1990, ils ont réalisé une série d'observations démontrant que, dans ce secteur de la mer d'Iroise, les vagues de tempête sont en mesure de déplacer des blocs lourds de plusieurs dizaines de tonnes, y compris



[1] A. Carte bathymétrique de l'archipel de Molène produite à partir des données Litto3D®. B. Rose des houles réalisée à partir des données simulées au large d'Ouessant (source : LNHE). C. Profil topo-bathymétrique du plateau de Molène.

à plusieurs mètres au-dessus du niveau de la mer.

Ces approches, essentiellement basées sur la description des formes côtières, ont été complétées ces quinze dernières années par une large série de mesures permettant d'évaluer plus précisément les dynamiques morphologiques passées et actuelles, et de mieux comprendre les processus hydrodynamiques qui contribuent à façonner les rivages de l'archipel. Tout d'abord, l'inondation progressive du plateau de Molène par la transgression marine a été reconstituée de façon précise au cours des 8 000 dernières années (Stéphan *et al.*, 2019a) grâce à de nouvelles données sur les variations holocènes du niveau marin en Bretagne (Stéphan *et al.*, 2015 ; Garcia-Artola *et al.*, 2018). La mise à disposition de données topographiques et bathymétriques d'une très grande précision issues du programme Litto3D® (IGN, SHOM) a également contribué à renouveler notre connaissance du relief côtier, permettant de simuler avec plus de détail les grands changements paléogéographiques. Réalisées dans le cadre d'un programme de recherches archéologiques (Pailler & Nicolas, 2019), ce travail a permis de renouveler notre vision de ces territoires insulaires, en particulier concernant les relations entre les modes de vie des populations du Néolithique et de l'âge du Bronze et les changements environnementaux. En outre, de nombreuses données ont été produites sur les modifications du trait de côte enregistrées au cours des 70 dernières années, dans le but de localiser les secteurs en érosion et/ou en accrétion et de retracer les grandes tendances évolutives à l'échelle de l'archipel de Molène (Stéphan *et al.*, 2017). Enfin, les dynamiques actuelles de certaines formes d'accumulations sédimentaires (queues de comètes et barrages de blocs) ont été étudiées à partir de suivis topo-morphologiques réguliers (Suanez *et al.*, 2009, 2011 ; Autret *et al.*, 2016). Ces relevés ont servi à quantifier les transferts sédimentaires et ont été couplés à une analyse des données de vagues et de niveaux d'eau afin de préciser le rôle de l'hydrodynamisme dans la mobilité du littoral.

¹ Les termes suivis d'un astérisque sont expliqués dans le glossaire en fin d'article.

Changements paléogéographiques

Approche méthodologique

Situé à fleur d'eau, le plateau de Molène présente une morphologie d'ensemble assez originale qui a vraisemblablement induit des modifications paléogéographiques importantes durant l'Holocène, sous l'effet de la remontée du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire. Il suffit de suivre les isobathes des cartes marines pour se rendre compte que le plateau a été totalement émergé lors du dernier maximum glaciaire vers 21 000 cal. BP*¹. À cette époque, le niveau marin se situait -135 m sous l'actuel (Lambeck *et al.*, 2014). Au cours de la transgression marine holocène, la mer, s'engouffrant dans la vallée sous-marine du Fromveur, a tout d'abord déconnecté l'île d'Ouessant. Ensuite, la hausse du niveau marin a transformé le plateau de Molène en péninsule, puis en une grande île unique déconnectée du continent lors de l'ouverture du chenal du Four et, enfin, en un confetti d'îles toujours soumises aux tempêtes et à l'érosion de ses côtes. Cette succession d'événements est probablement exacte dans ses grandes lignes. Toutefois, un travail important a été réalisé ces dernières années pour préciser la chronologie de ces changements paléogéographiques dans le but de mieux comprendre leurs implications sur les sociétés insulaires du Néolithique et de l'âge du Bronze (Stéphan *et al.*, 2015). Pour ce faire, une approche assez simple de simulation numérique du processus d'inondation du plateau de Molène a été utilisée [2].

Ce travail a nécessité, au préalable, d'acquies des données plus fiables sur les anciennes positions du niveau marin. Une série de carottages a donc été réalisée dans les marais maritimes de la rade de Brest et de la côte léonarde, afin de pouvoir dater par le radioc carbone certaines couches sédimentaires indicatrices d'un stationnement du niveau marin à une époque donnée. Dans les sédiments datés, les assemblages de foraminifères benthiques fossiles ont été étudiés. Ces micro-organismes marins sont, en effet, considérés comme les meilleurs indicateurs du niveau marin, du fait notamment d'un étagement des espèces dans la zone intertidale.

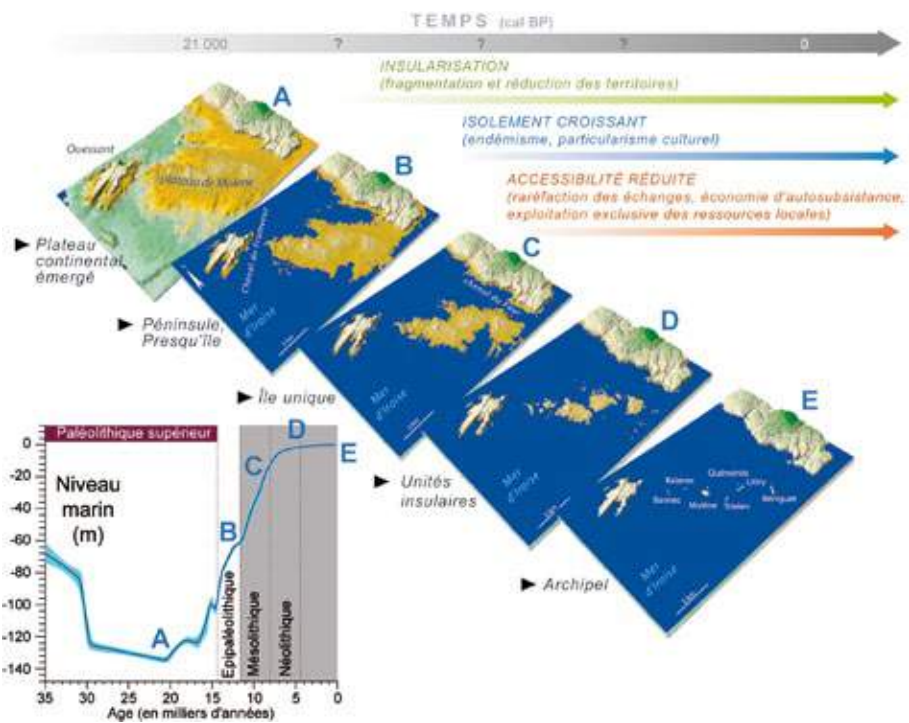
La présence en proportion variée de certaines espèces nous permet donc de savoir à quel niveau s'est déposée la couche de sédiments étudiée. De cette façon, en procédant couche après couche, nous avons pu replacer une trentaine d'anciennes positions du niveau marin. Enfin, un traitement statistique a été utilisé pour produire une courbe lissant ces différents points, partant du principe que la transgression marine a été un phénomène graduel. Les résultats obtenus présentent un certain degré d'incertitude, mais d'une façon générale ils indiquent une hausse du niveau marin relatif d'environ 7 m au cours des 7 000 dernières années, à une vitesse moyenne d'environ 0,91 mm/an.

Une fois reconstituée, cette élévation du niveau marin a été simulée numériquement sur le relief de l'archipel de Molène, selon un pas de temps de 100 ans, depuis 7 000 cal. BP jusqu'à aujourd'hui.

Les données issues du programme Litto3D®* ont été utilisées pour cette simulation. Ces données topographiques et bathymétriques sont issues de relevés au LiDAR aéroporté* effectués en 2012 par l'IGN et de plusieurs campagnes de mesures bathymétriques réalisées par le SHOM et l'IFREMER au sondeur multi-faisceaux.

Quand les îles sont devenues îles

Les cartes présentées dans la figure [3] présentent la morphologie de l'archipel de Molène pour différentes périodes de transition culturelle depuis le début du Néolithique jusqu'à aujourd'hui. Ces cartes doivent être considérées comme une approximation puisque nos simulations reposent sur un modèle de « submersion passive » qui ne tient compte ni des dynamiques d'érosion et de sédimentation littorales, ni des phénomènes



[2] *Séquence d'évolution paléogéographique de l'archipel de Molène, depuis le dernier maximum glaciaire (il y a 21 000 ans) jusqu'à aujourd'hui (modifié de Stéphan et al., 2017). Les lettres de A à E permettent de replacer cette séquence en fonction de la remontée post-glaciaire du niveau marin représentée sur le graphique (d'après Lambeck et al., 2014). Les changements opérés depuis le Néolithique (D à E) ont été déterminés avec plus de précision.*

rétroactifs liés à ces changements morphologiques. Quoi qu'il en soit, il est possible de résumer les grandes lignes de cette histoire paléogéographique comme suit. La mer envahit définitivement le chenal du Four à la fin du Mésolithique, isolant alors l'archipel de Molène du continent voisin entre 8 600 et 7 800 cal. BP. Durant un laps de temps relativement court, toutes les îles sont réunies sous une seule entité insulaire, à la charnière du Mésolithique et du début du Néolithique. Vers 7 300 cal. BP, l'île de Bannec est la première à se séparer de l'ensemble. Dès lors, il n'est plus possible de joindre l'île à pied sec, même lors des plus basses mers. La fragmentation territoriale va ensuite s'opérer simultanément au nord et au sud de l'archipel. Durant le Néolithique moyen (entre 6 500 et 5 500 cal. BP), les îles de Béniguet au sud, et de Balanec au nord, se retrouvent isolées à leur tour. La mer ennoie définitivement le plateau des Beulveniou, entre Morgol et Béniguet, vers 6 300 cal. BP. Les hauts fonds qui séparent Molène de Balanec sont submergés vers 6 000 cal. BP. La grande île qui occupe encore le centre du plateau molénais à cette époque ne rassemble plus que Molène, Trielen, Quéménès, Litiri et Morgol. Cet ensemble se fragmente au Néolithique récent lorsque la passe de la Chimère est à son tour définitivement ennoyée vers 5 300 cal. BP. Dès lors, les principaux changements affecteront, tout d'abord, le secteur de Quéménès. À l'âge du Bronze final, la transgression marine conduit à la séparation de Litiri et Morgol d'un côté, de Quéménès et de ses lédenez de l'autre. Enfin, le dernier événement en date se produit lors de la période médiévale, probablement autour de l'an 800. À partir de cette époque, la connexion entre Molène et Trielen n'est plus possible par voie terrestre, même lors des basses mers d'équinoxe [3].

L'érosion des parties terrestres

En submergeant progressivement le plateau de Molène, la mer a entraîné une réduction considérable des espaces terrestres situés au-dessus des plus hautes mers astronomiques. Au cours des 7 000 dernières années, la superficie totale

des îles a été divisée par cinq, passant de 1 000 ha vers 7 000 cal. BP à 200 ha aujourd'hui [4 A]. La diminution a été particulièrement importante entre 7 000 et 5 000 cal. BP, du Néolithique ancien au Néolithique récent. Durant cette période, l'érosion et/ou submersion côtière a entraîné la disparition d'environ 2 000 m² de terre ferme en moyenne chaque année.

Cette intense érosion côtière, en remobilisant les dépôts meubles périglaciaires accumulés sur les îles et les sols holocènes superficiels, a mis à la disposition des vagues des quantités probablement très importantes de sédiments. Dans un contexte d'abondance sédimentaire, il est probable que de vastes estrans sableux se soient constitués dans les secteurs relativement abrités de la zone intertidale. L'organisation de ce matériel en cordons littoraux a dû être favorisée par la présence de nombreux écueils rocheux offrant des points d'ancrage aux accumulations sédimentaires, et aux cordons de galets en particulier. À l'abri de ces cordons, il est probable que de véritables zones humides se soient maintenues plusieurs siècles durant. Même si, de cette période, il ne reste aucun dépôt sédimentaire sur la partie la plus basse des estrans de l'archipel, balayés par les vagues et les courants de marée, les données anthracologiques* analysées sur le site archéologique de Beg ar Loued (Marcoux, 2019) indiquent une forte représentation de l'aulne et du bouleau au Néolithique moyen I (6 700-6 300 cal. BP), témoignant d'une extension significative des zones humides dulçaquicoles dans l'archipel. À cette époque, la frange littorale présentait une faible pente vers la mer. Les dépôts périglaciaires de type « head » formaient une couverture de matériaux meubles peu perméable, favorisant la rétention des eaux pluviales au sein de petites dépressions topographiques fermées du côté de la mer par des cordons. Cette configuration morpho-sédimentaire a probablement favorisé la formation d'étangs saumâtres sous un climat océanique relativement humide, et ce malgré l'absence de bassin versant étendu. Les analyses anthracologiques ont toutefois souligné une régression nette de l'aulne

[3] Séquence d'évolution paléogéographique de l'archipel de Molène du néolithique ancien (vers 7 000 cal. BP) à aujourd'hui, révélant le morcellement progressif des espaces insulaires sous l'effet de la hausse progressive du niveau marin.

Périodes culturelles :

Position du niveau marin
par rapport à l'actuel :

Néolithique ancien

-7,09 m ($\pm 0,43$)

7000 cal.BP

Transition Néolithique-
âge du Bronze

-3,86 m ($\pm 0,35$)

4200 cal.BP

Transition âge du Bronze
âge du Fer

-2,23 m ($\pm 0,40$)

2800 cal.BP

Gallo-Romain

-1,71 m ($\pm 0,43$)

2000 cal.BP

Actuel

0 cal.BP

0 m

et du bouleau au Néolithique moyen II (6 300-5 500 cal. BP), peut-être en raison de la destruction des cordons de barrage lors d'une période de fortes tempêtes. La destruction de ces cordons aurait favorisé les entrées d'eau salée dans les étangs et la transformation des conditions écologiques des zones humides préexistantes.

À partir du Néolithique final (4 800-4 200 cal. BP), la diminution des superficies insulaires ralentit nettement. Elle atteint encore 1 000 m²/an vers 4 500 cal. BP, mais baisse peu à peu jusqu'à représenter 200 m² à l'heure actuelle [4 A]. Les

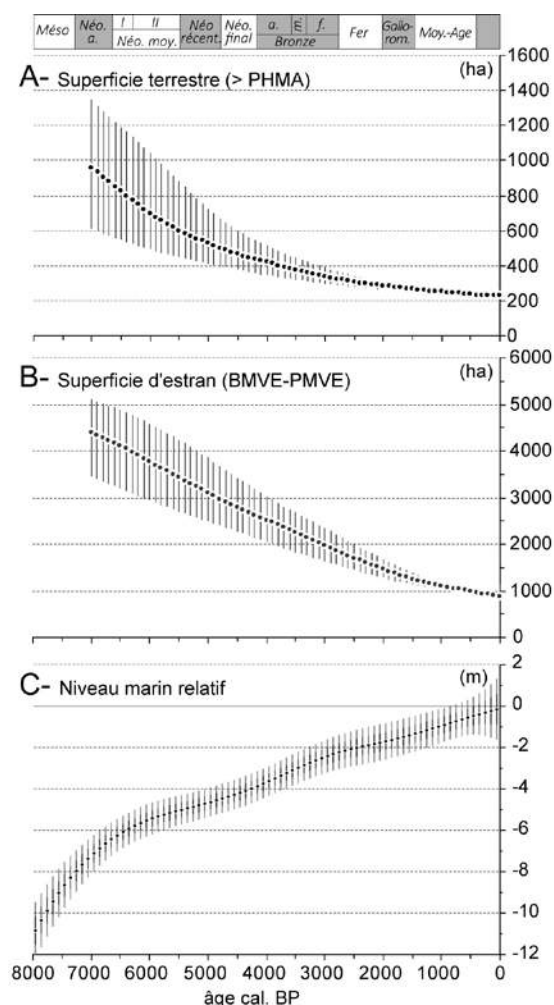
derniers millénaires de l'Holocène sont donc marqués par des changements paléogéographiques moins importants. Les rivages de l'archipel reculent moins rapidement et livrent des quantités plus faibles de matériel sédimentaire. On peut donc supposer qu'à une phase d'abondance sédimentaire sur la côte succède progressivement une période de pénurie. À mesure que le niveau marin s'élève, les cordons précédemment construits sont démantelés. Le morcellement des îles réduit le nombre de secteurs encore abrités des houles. Les passes entre les îles s'ouvrent les unes après les autres et sont empruntées par les courants de marée. Peu à peu, la couverture sédimentaire qui devait recouvrir une partie des estrans au Néolithique (entre 7 000 et 4 000 cal. BP) disparaît pour laisser place à une plateforme rocheuse que les vagues et marées balayent désormais quotidiennement.

Réduction des superficies intertidales

Au cours des 7 000 dernières années, la superficie des estrans a également connu une diminution considérable. Au Néolithique ancien, la zone de balancement des marées s'étendait sur près de 4 500 ha contre 1 000 ha aujourd'hui [4 B]. Contrairement à la partie terrestre des îles, sur les estrans la réduction a été relativement constante au cours du temps, de l'ordre de 5 000 m²/an en moyenne. Ces chiffres laissent donc envisager une diminution progressive des aires disponibles pour la collecte de coquillages et pour la pêche. Les changements dans la nature des estrans, plus ou moins sableux ou rocheux, peuvent également avoir modifié les espèces marines préhensibles consommées par les populations humaines fréquentant l'archipel.

Les « pêcheries », témoins archéologiques de la submersion progressive du plateau de Molène

Plusieurs barrages en pierres, correspondant à d'anciennes pêcheries (*gored* en breton) construites sur l'estran par les communautés humaines

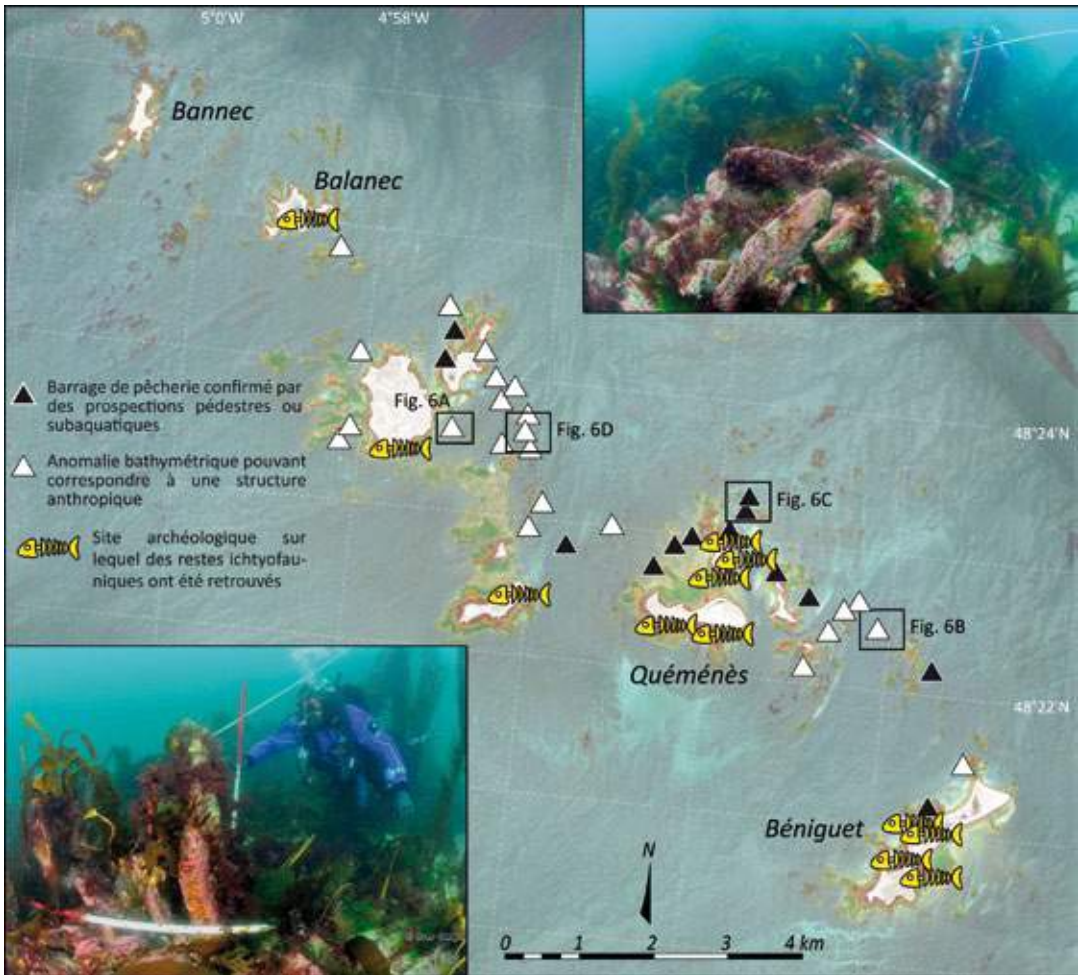


[4] Évolution des superficies terrestres (A) et intertidales (B) de l'archipel de Molène et évolution du niveau marin relatif (C) (d'après Garcia-Artola et al., 2018).

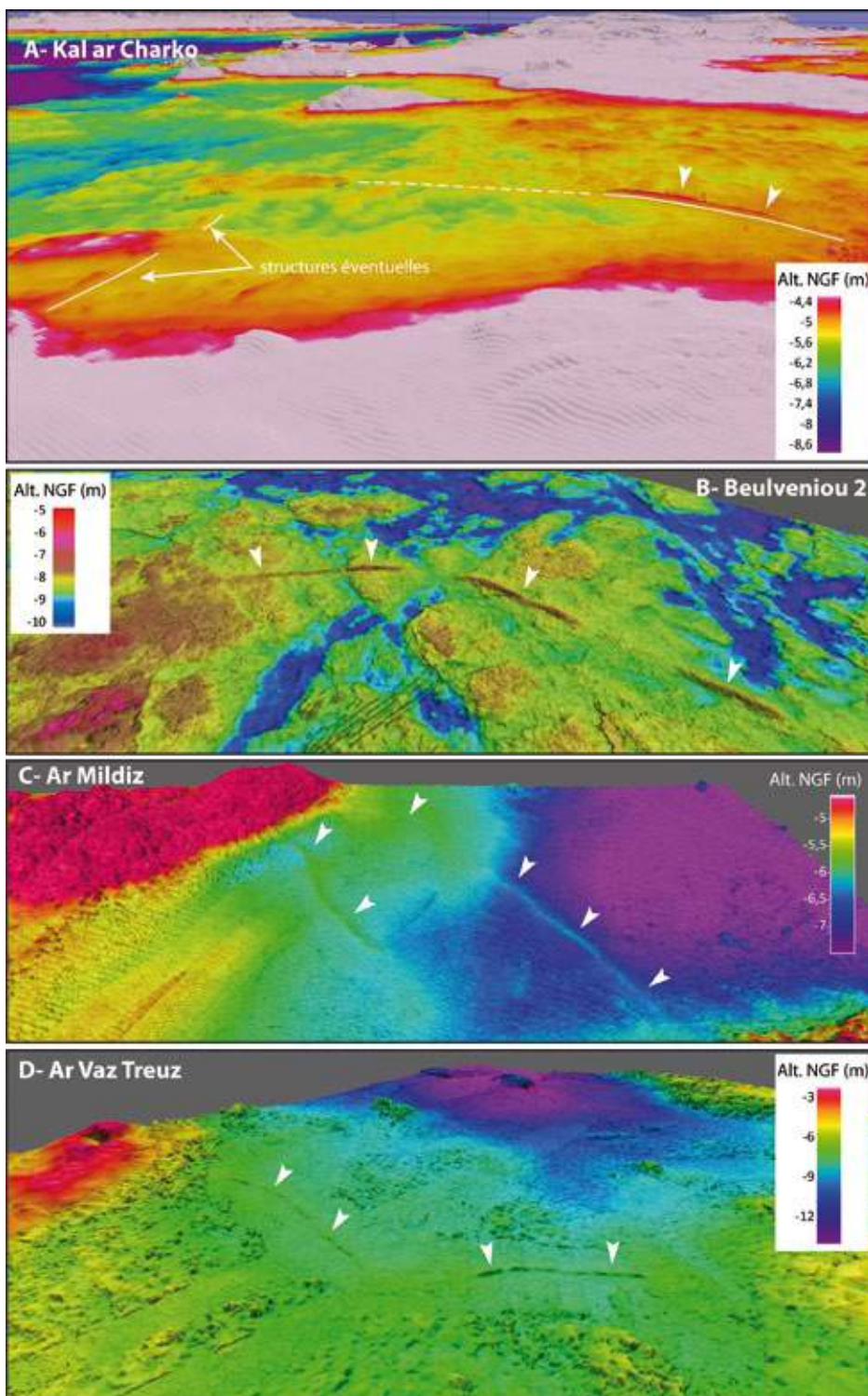
de la Préhistoire, ont été repérés à des profondeurs relativement importantes dans l'archipel (Gandois *et al.*, 2018 ; Stéphan *et al.*, 2019b) [5]. Ils représentent une technique de pêche traditionnelle contraignant les poissons soit à emprunter un passage étroit dans lequel ils sont capturés au moyen d'un filet emmanché, soit à se diriger vers un piège d'où ils ne peuvent s'échapper. Cette pêche sur estran a longtemps constitué pour les populations côtières un moyen de subsistance non négligeable (Daire & Langouët, 2010, 2011 ; Billard, 2013a,b). Ces vestiges archéologiques, dont les plus profonds sont actuellement à environ 4 m sous le niveau des plus basses mers, témoignent de la remontée du niveau marin et de la submersion

graduelle du plateau sous-marin au cours des derniers milliers d'années. Leur forte densité dans l'archipel est également à mettre en relation avec les nombreux dépotoirs préhistoriques retrouvés sur les îles et dans lesquels les archéologues ont retrouvé de nombreux restes de poissons [5].

À partir d'une analyse détaillée des données Litto3D®, une trentaine de structures en élévation ont été détectées, se détachant nettement de la topographie environnante [6]. Là où une couverture sédimentaire tapisse les fonds sous-marins, ces « anomalies » bathymétriques apparaissent sous la forme de lignes de crête plutôt rectilignes qui s'élèvent localement au-dessus des surfaces planes.



[5] Carte des barrages en pierre de type « pêcheries » repérés dans l'archipel de Molène et prises de vues sous-marines sur le barrage de Gwiniman-1. (crédit photo : © Y. Gladu, Gandois *et al.*, 2018)



[6] *Modèles numériques de terrain illustrant la présence de barrages de pêcheur dans l'archipel de Molène.*

Là où affleure le substratum rocheux, les barrages sont faciles à distinguer car ils possèdent une orientation non conforme aux grandes lignes de la structure géologique (Le Gall *et al.*, 2014). Ces dernières années, plusieurs plongées ont été effectuées afin de confirmer la nature anthropique de ces structures (Gandois *et al.*, 2018). S'il existe plusieurs centaines de barrages de ce type le long des côtes de Bretagne (Daire & Langouët, 2008, 2010, 2011), ceux identifiés dans l'archipel de Molène sont exceptionnels en raison de leur très bon état de conservation et de leur profondeur importante qui laisse envisager une utilisation dès le début du Néolithique (entre 7 800 et 7 300 cal. BP).

L'évolution récente des rivages

Approche méthodologique

L'évolution récente du trait de côte a été retracée à partir d'un travail de photo-interprétation numérique permettant de remonter jusqu'aux années 1950. Pour ce faire, nous avons utilisé les photographies aériennes de l'IGN prises entre 1952 et 2014. À l'exception des orthophotographies les plus récentes, tous les clichés ont été numérisés avec une résolution de 50 cm/pixel et ont été corrigés et géoréférencés sous le logiciel ArcGIS. La position du trait de côte, qui de manière conventionnelle correspond au front de la végétation terrestre, a été digitalisée sur chaque image. Les données ont été intégrées au sein d'un SIG et la mesure de l'évolution du littoral a été réalisée le long de transects régulièrement espacés et perpendiculaires au trait de côte. Cette approche comporte une certaine part d'incertitude, de sorte que les mesures de recul ou d'avancée inférieures à $\pm 1,50$ m n'ont pas été jugées significatives : pour ces secteurs, nous parlerons donc de « côtes stables ». De plus, nous avons exclu de notre analyse plusieurs portions du littoral, là où les évolutions du trait de côte résultent de changements momentanés du couvert végétal ou de la présence d'accumulations d'algues en haut d'estran. Il s'agit des plages situées au nord de Molène, de quelques secteurs sur l'île de Trielen, des petits massifs dunaires de Litiri et des deux lédenez de Quéménès.

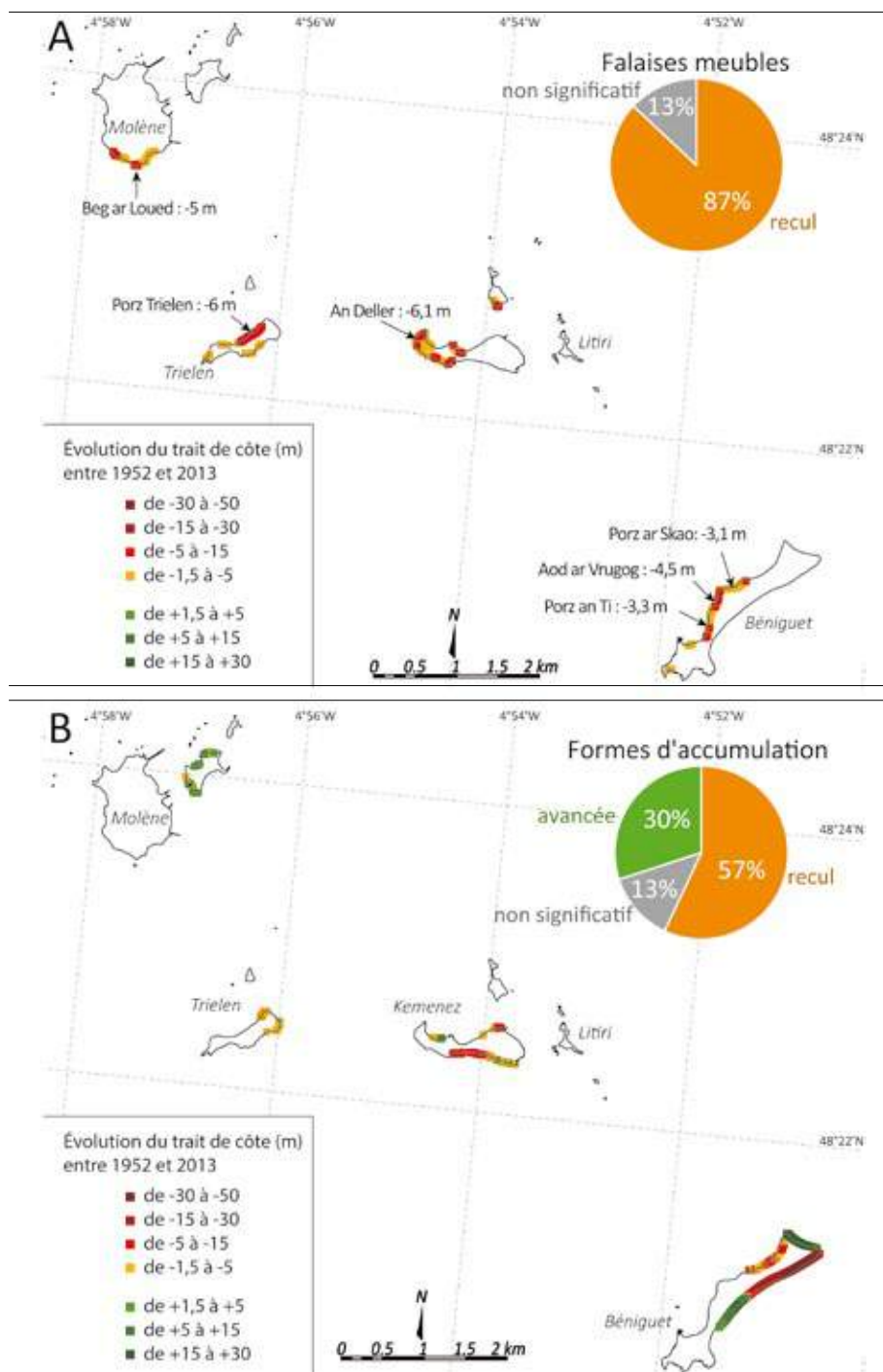
Un linéaire côtier majoritairement stable

Les résultats obtenus montrent qu'au cours des 70 dernières années, l'érosion côtière a poursuivi son travail de dénudation des reliefs. Toutefois, la lenteur des processus rend la plupart des changements morphologiques presque imperceptibles à partir des outils à notre disposition. Ainsi, 67 % du linéaire côtier n'a pas connu d'évolution notable à l'échelle des dernières décennies. Sur une longueur de 13,2 km (soit 45 % du linéaire côtier de l'archipel), la côte se présente en falaises taillées dans des roches résistantes à l'érosion où dominent les processus d'arrachement de blocs très localisés, à l'exception des secteurs les plus exposés comme la côte ouest de l'île de Bannec. En outre, sur plus de 6,5 km (22 % du linéaire côtier), les côtes meubles ne montrent aucune évolution significative au cours des dernières décennies, probablement du fait de conditions d'abri prononcées dans lesquelles elles se trouvent aujourd'hui à l'issue de la longue évolution paléogéographique de l'archipel. Ainsi, le trait de côte apparaît mobile sur seulement 9,7 km, soit 33 % du linéaire côtier de l'archipel. Le long de cette portion, la tendance générale du rivage est au recul : 70 % de ce linéaire est en érosion (6,8 km), 18 % est relativement stable (1,7 km), et 13 % seulement a connu une avancée (1,2 km).

Le recul modéré des falaises meubles

Les falaises meubles occupent un linéaire de 4,2 km, soit 14 % des rivages de l'archipel. Un recul significatif est mesuré sur 3,6 km de ce linéaire côtier [7]. Le retrait est de 3,7 m en moyenne entre 1952 et 2013, d'où une vitesse estimée à $0,06 \pm 0,02$ m/an sur les 61 dernières années.

Ces valeurs sont relativement faibles en comparaison d'autres portions de falaises meubles de Bretagne. En rade de Brest, par exemple, les falaises de head de l'anse du Caro à Plougastel-Daoulas ont reculé à une vitesse de $0,12 \pm 0,05$ m/an entre 1952 et 2000 et les falaises de la pointe du Dibenn à Damgan (Morbihan) ont connu un retrait de $0,10 \pm 0,04$ m/an entre 1952 et 2004 (Stéphan, 2011a). Enfin, les vitesses de recul les plus élevées ont été mesurées sur les



[7] Évolution du trait de côte dans l'archipel de Molène entre 1952 et 2013. Les points de couleur correspondent aux transects de mesures au niveau desquels les changements ont été jugés significatifs ($>1,50$ m). A. Évolution du trait de côte mesurée le long des falaises meubles. B. Évolution du trait de côte mesurée le long des formes d'accumulation.

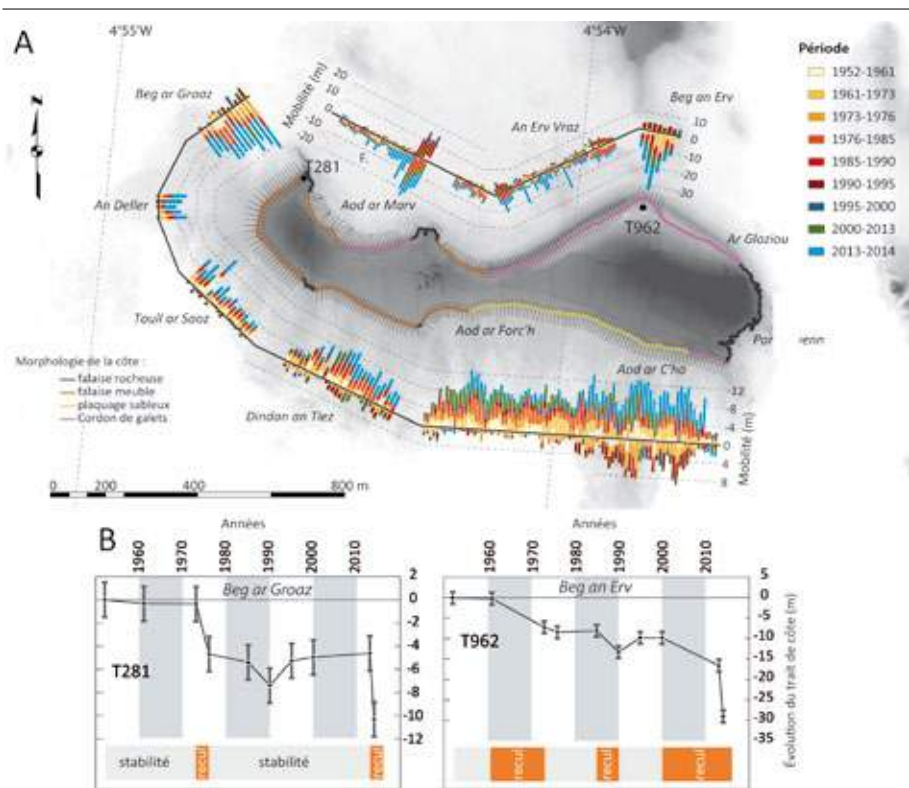
falaises de Cremenach dans l'anse de Bétahon à Ambon (Morbihan), où le recul moyen atteint $0,79 \pm 0,05$ m/an entre 1952 et 2000 (Stéphan, 2011b). Les faibles reculs mesurés dans l'archipel de Molène sont d'autant plus surprenants, en première analyse, que les côtes y sont exposées à de fortes houles potentiellement morphogènes. Pour expliquer cette résistance au recul, il faut faire intervenir la lithologie particulière de ces falaises qui sont le plus souvent constituées de dépôts pléistocènes très indurés. Ces versants évoluent uniquement par une attaque directe des vagues à leur base. Ce type d'événement se produit très occasionnellement lorsque des tempêtes sont associées à de forts coefficients de marée. Ainsi, le recul des falaises s'effectue par à-coups comme l'illustre clairement la dynamique du trait de côte dans

le secteur de Beg ar Groaz, à l'ouest de l'île de Quéménès (transect T281, [8]).

Dans d'autres îlots de l'archipel, certaines portions de falaises meubles ont connu un recul bien plus important. Les valeurs de retrait les plus élevées ont été observées sur les falaises exposées à l'ouest et au nord-ouest. C'est le cas des secteurs de Porz sur l'île de Trielen, d'An Deller sur Quéménès, de la portion comprise entre Porz an Ti et Porz ar Skao sur l'île de Béniguet, ou de la pointe de Beg ar Loued à Molène où le recul atteint 8 m entre 1952 et 2013.

Évolution contrastée des formes d'accumulation : dunes et cordons de galets

Les formes d'accumulation de l'archipel, constituées de galets et de sables, ont



[8] Cinématique du trait de côte de l'île de Quéménès entre 1952 et 2014.

[8B] Évolution du trait de côte entre 1952 et 2014 le long de quelques transects de mesures représentatifs. Sur cette partie occidentale de l'île, deux phases de recul ont été clairement identifiées sur la période 1952-2014 : l'une entre 1973 et 1976 et l'autre entre 2013 et 2014. Compte tenu de la faible hauteur des versants, rarement supérieure à 2 m, les volumes de sédiments délivrés aux rivages sont très modestes.

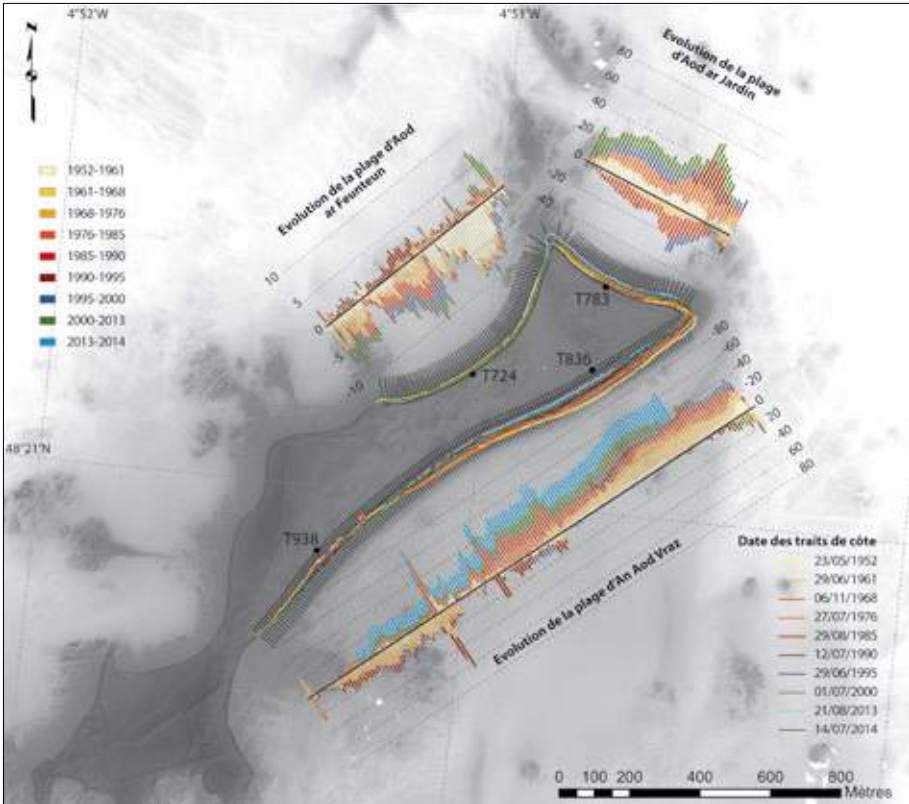


Molène du matin (eau forte 30 x 40. 2001). En haut de la grève en regardant les îles au sud de l'archipel, vers midi un jour de grande marée. Les étendues de galets, sur les grèves ou en cordons, sont une composante majeure des îlots et de l'estran de l'archipel de Molène. (Mikel Chaussepied)

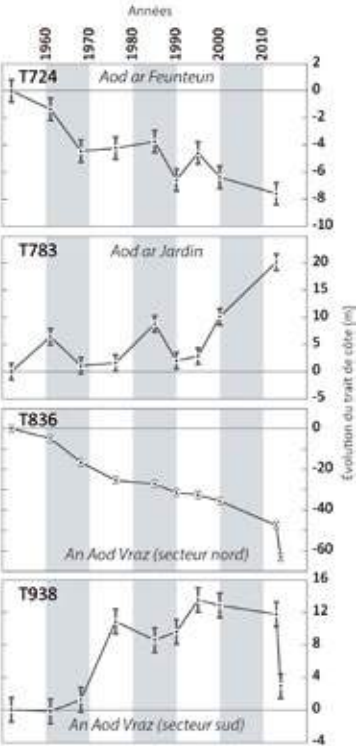
aussi connu une tendance générale au recul au cours des 70 dernières années [7B]. Les mesures réalisées sur les cordons littoraux portent sur un linéaire de 5,5 km dont 3,1 km ont enregistré un recul, soit 57 % du linéaire. Ramené aux 29,4 km de longueur totale des rivages de l'archipel, le recul des formes d'accumulation concerne 10 % du rivage. Cette érosion est en grande partie liée au processus de « cannibalisation » (cf. ci-dessous) qui touche les formes fuyantes constituant les accumulations meubles de l'archipel de Molène (Suanez *et al.*, 2011). De façon plus générale, elle illustre la pénurie d'apports sédimentaires vifs dont souffrent ces formes d'accumulation. Ainsi, les parties les plus exposées des plages sont soumises à une érosion importante par les vagues qui déplacent l'essentiel du matériel sédimentaire vers les secteurs les plus abrités. Les parties proximales des queues de comètes reculent au profit des parties distales qui généralement s'engraissent. Ce phénomène est particulièrement remarquable à Béniguet [9A] où la partie

proximale de la queue de comète a enregistré les reculs les plus importants de l'archipel, atteignant 47,6 m entre 1952 et 2013. À noter toutefois qu'en période de tempête, notamment lorsque ces dernières sont combinées à une marée de vive-eau, le transit sédimentaire peut s'inverser par rapport à la direction de la houle incidente d'ouest. Dans ce cas, ce sont les parties distales situées à l'est qui se font éroder alors que les parties proximales à l'ouest s'engraissent. Ces dynamiques, bien décrites sur Trielen et l'île aux Chrétiens, ont été expliquées par les phénomènes de réfraction de la houle incidente autour de l'île de Ouessant (Suanez *et al.*, 2011).

Sur l'île de Quéménès, l'érosion affecte surtout la partie sud de l'île, entre Aod ar Forc'h et Aod ar C'ha, où les plages sableux ont été sapés en micro-falaise et ont reculé d'environ 12 m sur la période 1952-2014. Le grand cordon de galets d'An Ero Vraz, au nord de l'île de Quéménès, a localement enregistré un retrait de plus de 16 m depuis 1952. Si l'on intègre les derniers levés



[9A] Cinématique du trait de côte sur les formes d'accumulation de l'île de Béniguet entre 1952 et 2014. À gauche, évolution du trait de côte entre 1952 et 2014 le long de quelques transects de mesures représentatifs.



topographiques effectués en 2014, le recul dépasse 29 m dans le secteur de Pen an Erv, à l'extrémité nord du cordon [8]. Il s'explique en partie, comme nous l'avons vu, par le transfert de galets sur le revers de cordons lors des tempêtes. Les données acquises depuis 1952 indiquent que ce recul s'est produit en trois temps, sous l'effet de quelques tempêtes particulièrement morphogènes : entre 1961 et 1973 (tempête du 2 novembre 1967 ? Stéphan & Laforge, 2013), entre 1985 et 1990 (tempêtes de l'hiver 1989-1990) et entre 2000 et 2014 (tempêtes du 10 mars 2008 et de l'hiver 2013-2014). Ainsi, à l'érosion graduelle causée par le départ de sédiments vers des secteurs adjacents, se surimpose un recul épisodique lors des tempêtes hivernales.

Certains cordons littoraux ont néanmoins connu une avancée significative. Cette

tendance a été mesurée sur un linéaire de 1,6 km entre 1952 et 2013. Rapportée à la longueur totale du trait de côte des îles de l'archipel (29,4 km), cette progradation* ne concerne que 5 % des rivages. L'un des rares secteurs en forte progradation se situe à l'extrémité nord-est de l'île de Béniguet. Là, le cordon de galets d'Aod ar Jardin a connu une avancée comprise entre 15 m et 20 m [9]. Une progradation du trait de côte d'environ 10 m est également mesurée au sud de la plage d'An Aod Vraz, sur près de 500 m de linéaire. Ici, les dunes ont été alimentées par l'érosion des portions nord de la plage. Au-devant, un large platier rocheux amortit les houles et limite l'attaque du front de dune par les vagues de tempête. Par endroit, la dune a avancé de près de 20 m. Les plages situées à l'ouest et au nord du Lédénez Vraz de Molène montrent également une tendance à la progradation [7], bien que celle-ci soit plus modérée qu'à Béniguet.

Les dynamiques morphologiques actuelles

Approche méthodologique

Depuis plusieurs années, un suivi morpho-sédimentaire des formations meubles de l'archipel de Molène a été entrepris par le laboratoire LETG de Brest. Ce suivi a été lancé en 2002 à la demande de Bretagne Vivante, alors gestionnaire des îles de la Réserve naturelle d'Iroise. Il a été réalisé dans le cadre des activités du programme scientifique de la réserve afin d'analyser l'évolution morpho-sédimentologique des formations littorales meubles des deux îlots de Trielen à partir de 2002, et de l'île aux Chrétiens à partir de 2005. Des relevés comparables, mais plus ponctuels, ont aussi été réalisés entre 2007 et 2014 sur les îles de Quéménès et de Béniguet, respectivement à la demande du Conservatoire du littoral et de l'Office national de la chasse et de la faune sauvage, propriétaires de ces îles. Le travail a consisté en un relevé topographique annuel ou bisannuel au DGPS* des accumulations littorales et des falaises meubles, afin d'analyser la cinématique du trait de côte. Le déplacement des stocks de matériel meuble (sables et galets) facilement et fréquemment remaniés par les vagues a également été quantifié. Plus récemment, des

suivis ont été menés sur les accumulations de blocs de l'île de Bannec en utilisant des techniques de photogrammétrie à partir de prises de vue aériennes prises au cerf-volant et au drone.

Le faible recul des falaises rocheuses

Les suivis topo-morphologiques menés sur la dernière décennie ne montrent aucune évolution décelable en matière de recul des falaises rocheuses. Seules les rares falaises meubles entaillées dans des roches très altérées, des coulées de head, ou dans des plages anciennes consolidées, reculent de façon occasionnelle lors des fortes tempêtes associées à de grands coefficients de marée. Entre 2002 et 2014, le recul a atteint entre 0,5 et 1,5 m dans les falaises entaillant les gneiss altérés du sud-ouest de Trielen. Le long des plages pléistocènes du nord de Trielen, ce recul est estimé à 3 m. Au sud-ouest de l'île aux Chrétiens, des valeurs de retrait comprises entre 1 et 3,5 m ont été mesurées.

Les secteurs en recul rapide

Les secteurs qui ont le plus reculé ces dernières années sont les accumulations littorales de matériels holocènes non consolidés (sables et galets) qui constituent les parties les plus mobiles des queues de comète. Ainsi, la plage de Porz au nord de Trielen a enregistré des reculs maximaux atteignant 8,5 m entre 2002 et 2014, soit 0,70 m/an [10]. De même, les reculs des plages holocènes situées à l'ouest, au nord, ou à l'est de l'île aux Chrétiens ont atteint entre 2 et 40 m, avec de très grandes variabilités suivant les secteurs.

Impact érosif des tempêtes récentes

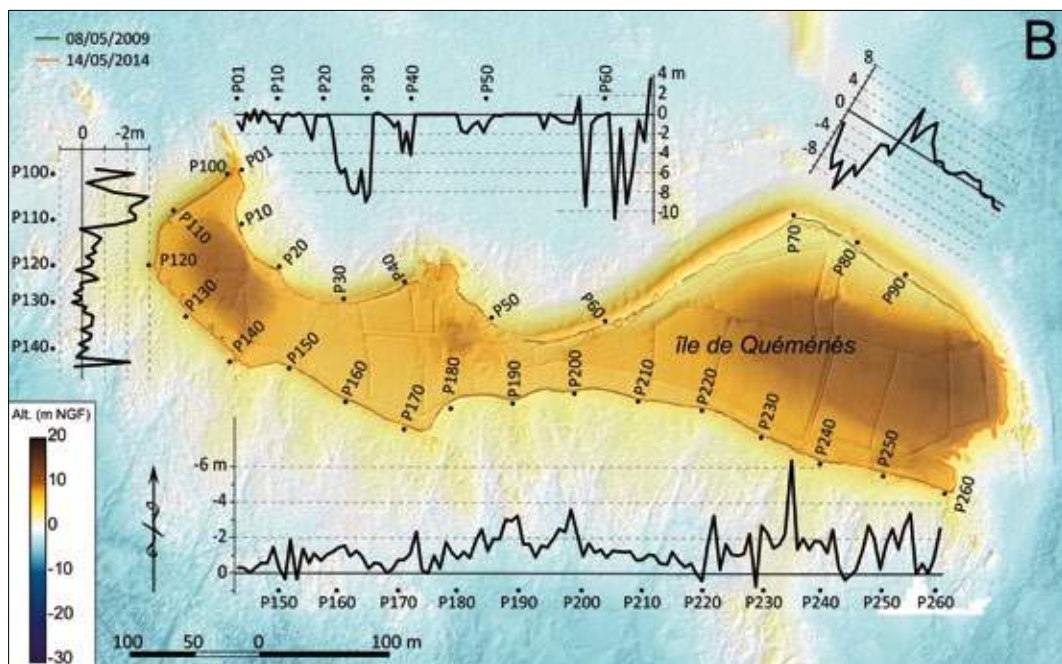
L'étude fine de la cinématique du trait de côte montre que les phases érosives majeures sont en fait intervenues au cours de quelques épisodes tempétueux – notamment durant la tempête Johanna du 10 mars 2008 (Suanez *et al.*, 2011) ou celles de l'hiver 2013-2014 (Blaise *et al.*, 2015) – séparés par des périodes de stabilité. Le rôle des tempêtes dans l'érosion du rivage est également illustré par les mesures ponctuelles effectuées sur les îles de Quéménès et de Béniguet. À

Béniguet, l'impact des tempêtes de l'hiver 2013-2014 s'est soldé par un recul maximum du cordon dunaire situé sur la côte orientale d'environ 8 m. Sur l'île de Quéménès, les taux d'érosion maximaux

calculés sur la même période montrent les mêmes valeurs, notamment sur la côte septentrionale de l'île : entre 8 et 10 m [11].



[10] Illustration des dynamiques morphosédimentaires observées sur l'île de Trielen. A, B, C et D : falaise de Porz située sur la côte nord de l'île entre les mois de décembre 1999 et de février 2014. Le trait de côte en 1999 se trouvait à une dizaine de mètres en avant de la ruine située à cet endroit. Un recul important a été enregistré durant la tempête du 10 mars 2008, déplaçant la ligne de rivage au pied de la ruine. Celle-ci a été pratiquement totalement détruite avec le recul du trait de côte consécutive à la tempête Petra du 5 février 2014. E et F : partie terminale du cordon de galets de Penn Biliog où l'on peut voir les phénomènes de transfert de galets d'est en ouest engendrés par la submersion marine et les fortes houles de NE durant la tempête Petra du 5 février 2014.



[11] Cinématique du trait de côte de l'île de Quéménès entre les mois de mai 2009 et 2014.

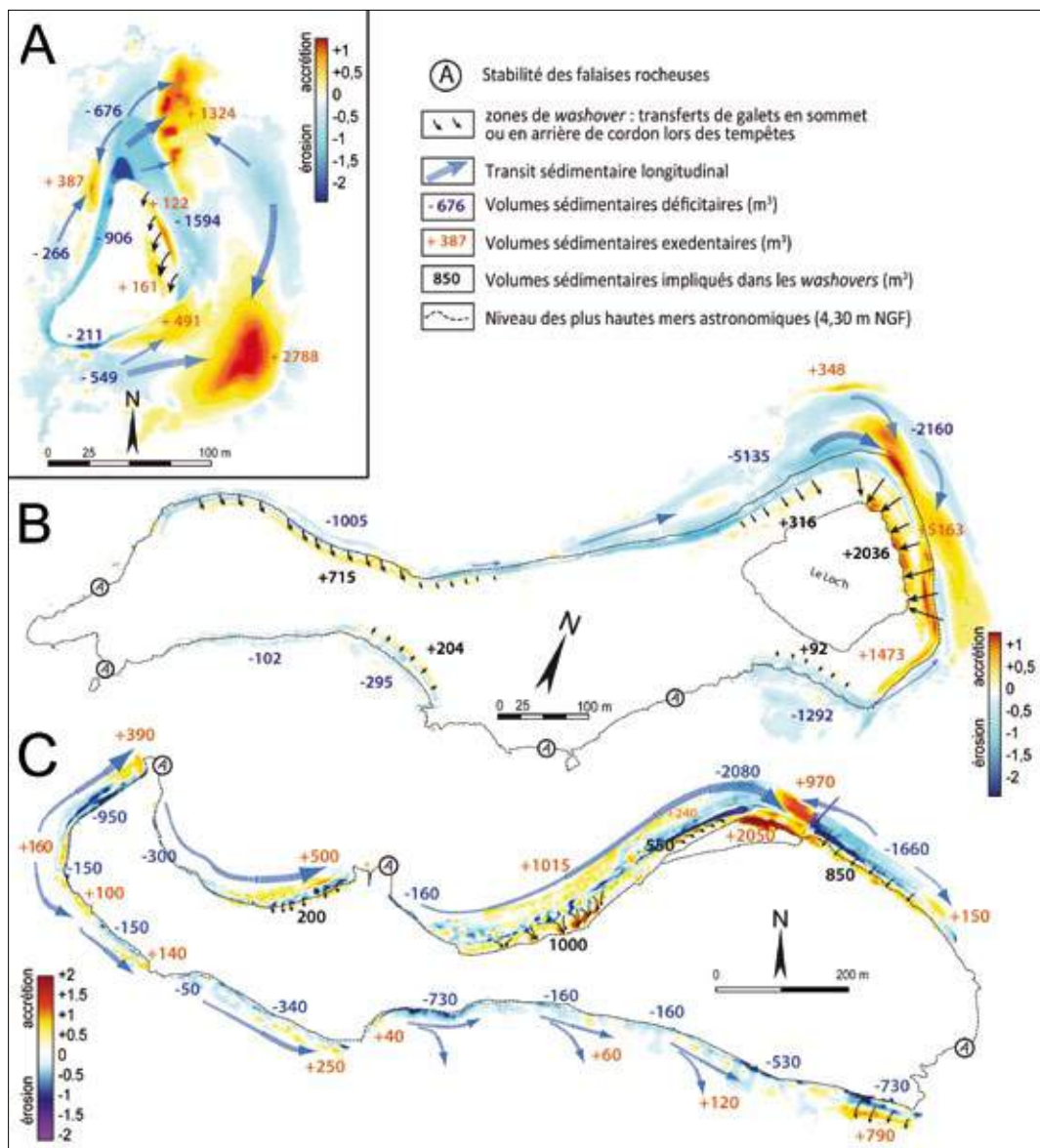
Transferts sédimentaires sur les plages de l'archipel

Ces données montrent qu'en dépit de leur situation abritée par rapport aux houles dominantes, les plages fuyantes de l'archipel de Molène sont remaniées lors des plus fortes tempêtes. Comme évoqué précédemment, lorsque ces épisodes extrêmes sont combinés à une marée de vive-eau, plusieurs milliers de m³ de sédiments sont déplacés, le plus souvent longitudinalement, dans le sens inverse de la direction de la houle incidente (Suanez *et al.*, 2011). En période de calme, ce sont généralement les transferts sédimentaires orientés dans le sens de la houle incidente qui prédominent. Lors d'événements extrêmes, les vagues peuvent aussi franchir le sommet des cordons et transférer une partie des galets sur leur revers, vers l'intérieur de l'île. La quantification des bilans sédimentaires réalisée sur les îles de Trielen, de l'île aux Chrétiens ou de Quéménès illustre très bien ces dynamiques morphosédimentaires. Sur l'île de Trielen, environ 3 300 m³ de galets ont ainsi été transportés en arrière des cordons entre 2012 et 2014 [12B] ; la majeure partie de ces transferts

(2 000 m³) a été réalisée durant les tempêtes de l'hiver 2013-2014, durant lesquelles les galets se sont déversés sur le revers du cordon de Penn Biliog pour combler une partie du loc'h. Le même phénomène a été observé sur tout le littoral septentrional de l'île de Quéménès où plus de 2 600 m³ de galets ont été déplacés vers l'intérieur de l'île par les vagues de tempête [12C].

La « cannibalisation » des plages

Une évolution assez nette se dégage des suivis morphosédimentaires récents : la « cannibalisation » des plages de l'archipel (Stéphan, 2011b ; Suanez *et al.*, 2011). Ces changements s'inscrivent dans une tendance plus longue mise en évidence à partir des clichés aériens. À Trielen, par exemple, la partie ouest du cordon holocène a ainsi reculé de 2 à 6 m en 12 ans et livré 1 400 m³ de sédiments à la dérive littorale [12B]. Sur l'île aux Chrétiens, les falaises meubles qui s'étirent sur 100 m à l'ouest de l'île ont reculé en moyenne de 6 m, avec un maximum de 15 m. Ce stock a été transféré à l'est de l'île au niveau de la zone intertidale [12A]. De même, le calcul



[12] Analyse des transferts sédimentaires et quantification des volumes déplacés sur l'île de l'île aux Chrétiens entre 2005 et 2014 (A), sur l'île de Trielen entre 2002 et 2014 (B), et sur l'île de Quéménès entre 2009 et 2014 (C).

des volumes sédimentaires effectué sur l'île de Quéménès entre 2009 et 2014 montre un déplacement principal orienté dans le sens de la houle incidente, d'est en ouest [12C]. L'analyse de ces transferts indique que la fourniture de matériel est essentiellement issue de l'érosion des formations et/ou falaises

meubles exposées, l'accumulation se faisant dans les zones plutôt abritées.

Un contexte de déficit sédimentaire

Cette tendance témoigne d'une absence manifeste d'apports sédimentaires

significatifs sur les rivages de l'archipel. Les stocks de sables et galets encore présents sur la plateforme d'avant-côte sont désormais très limités. Les relevés bathymétriques illustrent l'extrême balayage par les vagues du plateau de Molène sur lequel il ne subsiste que de rares plaquages de matériel meuble. Quant aux falaises, elles ne délivrent qu'un très faible volume de matériel frais. Il en résulte une situation de pénurie sédimentaire que l'on retrouve également sur la plupart des côtes de Bretagne (Stéphan, 2011b). Cette situation naturelle a pu être aggravée au fil des siècles derniers par les prélèvements de galets opérés sur la côte et, plus récemment, par des extractions de sables marins réalisés dans les petits fonds (Hallégouët, 1982). En effet, les bâtiments insulaires et les murets entourant les champs ont été édifiés à partir de galets et de dalles rocheuses prélevés au sein des cordons littoraux. Par exemple, à Trielen, le volume des seuls murets atteint 1 800 m³. Un volume bien supérieur a probablement été prélevé sur l'île de Molène, de loin la plus densément peuplée depuis plusieurs siècles. Une partie des falaises rocheuses de l'ouest de cette île est d'ailleurs un front de taille (carrière) à peine remanié par les vagues.

Une dynamique particulière : les blocs cyclopéens de l'île de Bannec

Large de seulement 100 à 300 m, l'île de Bannec est un batholite* de granite qui s'étire d'est en ouest sur une longueur de 800 m. La partie orientale de l'île est relativement abritée et se compose d'une côte basse, ourlée de plages sableuses ou de cordons de blocs. La côte occidentale, en revanche, est située en bordure du passage du Fromveur. Ici, les fonds marins remontent très brusquement et les houles du large ne sont presque pas amorties par le relief. Cette côte est ainsi directement soumise à l'attaque de vagues d'une puissance exceptionnelle lors des tempêtes, entaillant la roche en place en falaises subverticales au niveau des pointes. Dans les rentrants de la côte, les falaises sont entaillées en marches d'escaliers et présentent une plus faible pente. C'est principalement en arrière de ces rentrants et jusqu'à 100 m à l'intérieur de l'île que sont déposés des milliers de

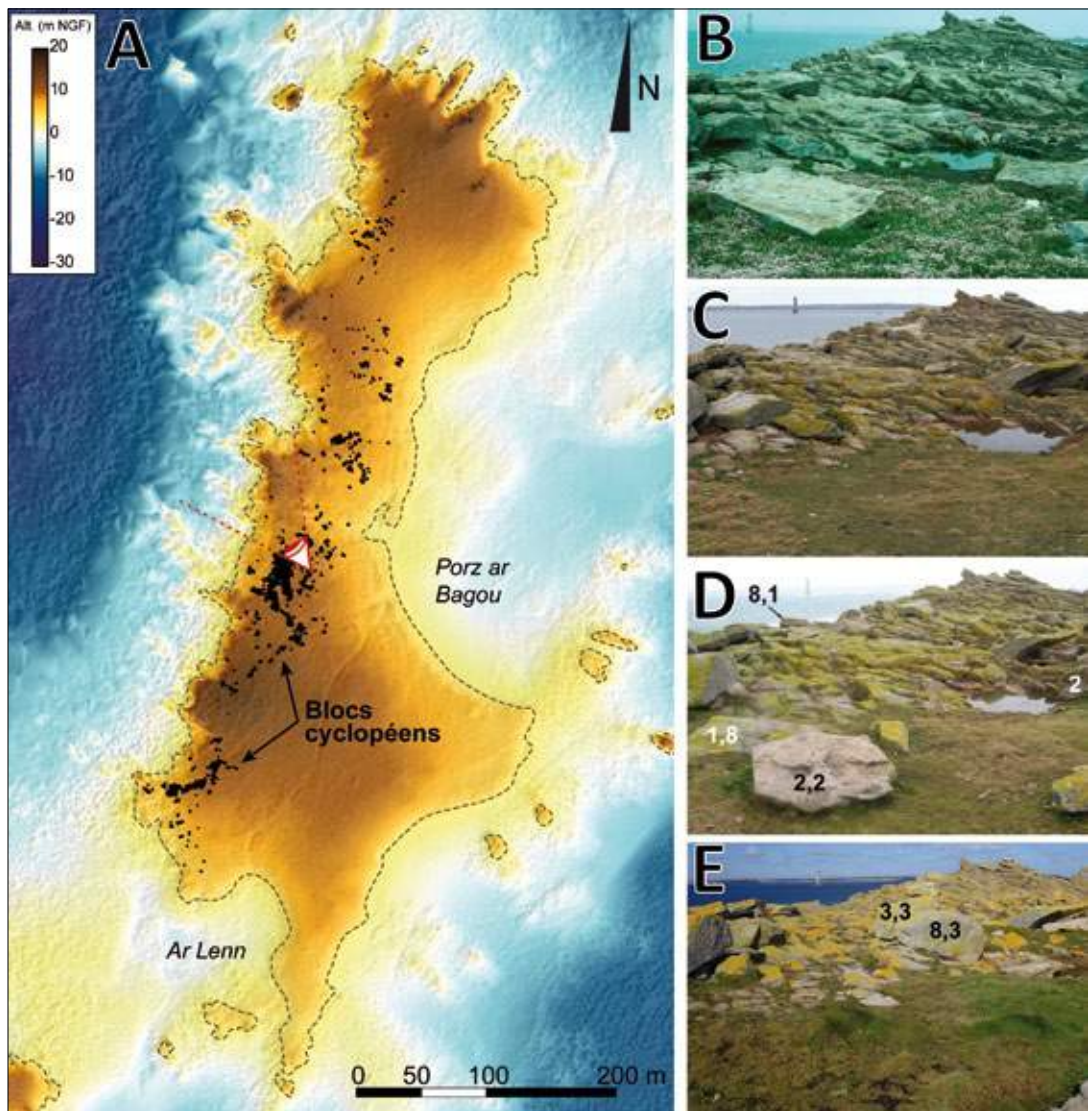
blocs rocheux, appelés blocs cyclopéens, dont la masse varie de quelques dizaines de kilos à 42 tonnes. S'ils forment localement un semis assez lâche ou des amas, la plupart du temps ils sont érigés en barrages dont le plan est parallèle à celui du haut des falaises dont ils sont presque toujours séparés par une plateforme rocheuse dénudée large de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres [13]. Au centre de l'île, il existe plusieurs barrages parallèles entre eux. Leur volume total est d'environ 1000 m³ (Fichaut & Suanez 2008). Le plus massif au centre de l'île a un volume de 300 m³, s'étire sur 65 m et dépasse 2 m de hauteur et 15 m de large.

Les dynamiques qui commandent les processus érosifs sont en grande partie liées aux caractéristiques lithologiques et structurales du substrat granitique, ainsi qu'aux conditions hydrodynamiques, notamment les processus associés au déferlement des vagues (Fichaut & Suanez, 2008, 2011 ; Suanez *et al.*, 2009 ; Dodet *et al.*, 2015 ; Autret *et al.*, 2016). Au niveau des pointes, le très grand espacement des diaclases délimitant d'énormes parallélépipèdes rocheux confère à la roche en place une grande résistance à l'érosion. À l'inverse, dans les rentrants, la partie supérieure de l'escarpement de falaise est caractérisée par une forte densité de diaclases, dont des diaclases horizontales de décompression, qui structurent la roche en dalles moins épaisses propices à l'arrachage par les vagues. La localisation des cicatrices d'arrachage et la morphométrie des blocs cyclopéens montrent qu'ils proviennent effectivement des falaises et des plateformes sommitales situées en retrait. À quelques très rares exceptions près, ils sont anguleux et ont des arêtes vives, alors que les blocs situés dans l'espace intertidal sont très émoussés et le plus souvent arrondis, suite à un long séjour dans la zone habituelle de déferlement des vagues.

D'un point de vue hydrodynamique, l'arrachage et le transport des blocs n'interviennent qu'à l'occasion d'événements extrêmes qui conjuguent forte tempête et grand coefficient de marée généralement supérieur à 100. Au cours des dernières décennies, de tels épisodes ne se sont produits que durant l'hiver 1989-1990, à l'automne 2005, le 10 mars 2008, au cours de l'hiver 2013-2014 et le 8 février 2016. À chacune de

ces occasions, le jet de rive des vagues a dépassé largement l'altitude des hauts de falaise et l'île a été partiellement submergée, voire localement traversée par l'eau des déferlements qui franchit la crête sommitale de la partie centrale de l'île pour se déverser jusqu'à la côte est (Suanez *et al.* 2009 ; Fichaut et Suanez, 2011). Durant ces épisodes, des blocs ont été arrachés à la roche mère ou déplacés sur la partie terrestre de l'île [13].

La cartographie détaillée des accumulations permet de comprendre l'existence de plusieurs barrages parallèles entre eux [13]. L'érosion prévaut sur les falaises et la face exposée des barrages frontaux. Elle intervient aussi en arrière, voire sur le second barrage ou au-delà [13], ce qui semble montrer que, dans certains cas, la masse d'eau issue des déferlements décolle en haut de falaise et retombe plusieurs dizaines de mètres



[13] Blocs cyclopéens sur l'île de Bannec. A. Localisation des dépôts de blocs. B à E. Vues diachroniques des arrangements de blocs cyclopéens au centre de Bannec. La pelouse au premier plan est à 9,5 m NGF. A : Mai 1979. B : Février 2005. C : Janvier 2009. D : Octobre 2015. Les chiffres indiquent la masse, en tonnes, de certains des blocs déplacés.

en arrière. Les dépôts, très nettement décalés vers l'intérieur de l'île, contribuent localement à l'édification d'un troisième barrage. Ainsi, alors que l'érosion des falaises s'accompagne le plus généralement d'un dépôt en pied d'escarpement, dans le cas de l'île de Bannec, le matériel érodé par les vagues se retrouve accumulé dans la partie interne et végétalisée de l'île.

Quel devenir pour les prochaines décennies ?

Au cours des derniers millénaires, l'archipel de Molène a connu de profonds changements morphologiques se traduisant par une fragmentation progressive des îles sous l'effet d'une hausse régulière du niveau marin. Ainsi, la superficie des îles a-t-elle été divisée par cinq depuis le début du Néolithique. La zone intertidale a connu le même sort. Même si les estrans sont encore aujourd'hui très étendus, ils découvriraient sur plus de 4 500 ha voici 7 000 ans. Ce territoire insulaire offrait alors un lieu de vie propice à l'installation des premières communautés d'éleveurs, d'agriculteurs et de pêcheurs, comme en témoigne la grande densité de mégalithes et les nombreux barrages de pêcheries en pierres désormais submergés. Cette longue évolution des rivages s'est faite à travers l'érosion des dépôts meubles sur les parties occidentales des îles et leur accumulation sous la forme de queues de comète constituées de plages de sables et de galets isolant des loc'h, dans les parties orientales. En dépit de leur lenteur, ces évolutions sont encore perceptibles de nos jours. Les observations réalisées sur l'île de Bannec ont montré que les vagues submergent toute la partie centrale de l'île lors des plus fortes tempêtes. À terme, cette évolution conduira à la division de l'île en deux parties distinctes. La fragmentation de l'archipel n'est donc pas achevée.

Les projections concernant la hausse du niveau des océans dans les prochaines décennies sont une source d'inquiétude grandissante parmi les populations côtières. Le dernier rapport du GIEC sur l'évolution des océans et de la cryosphère* prévoit une montée des eaux comprise entre 40 cm et 1,10 m à l'horizon 2100 selon les scénarios

climatiques envisagés. Aussi est-il légitime de se demander ce qu'il adviendra de l'archipel de Molène dans les prochaines décennies. Les résultats de nos travaux montrent que la majeure partie des rivages de l'archipel est formé de falaises rocheuses qui ne reculent quasiment pas, tandis qu'une faible proportion se compose de falaises meubles qui reculent très lentement et occasionnellement. Seules quelques formes d'accumulations connaissent depuis plusieurs décennies une cannibalisation qui se traduit localement par un retrait important de la ligne de rivage. Toutefois, les secteurs concernés ne sont pas urbanisés et cette évolution ne représente aucun danger pour les populations humaines. Reste que l'archipel de Molène constitue un excellent laboratoire à ciel ouvert pour l'étude des dynamiques littorales qui affectent les côtes occidentales de Bretagne. ■

Références

- AUTRET R., DODET G., FICHAUT B., SUANEZ S., DAVID L., LECKLER F., ARDHUIN F., AMMANN J., GRANDJEAN P., ALLEMAND P. & FILIPOT J.-P., 2016 – A comprehensive hydro-geomorphic study of cliff-top storm deposits on Banneg Island during winter 2013–2014. *Marine Geology*, 382, pp. 37–55.
- BILLARD C., BERNARD V., QUÉVILLON S. 2013a – Potentiel et méthodes d'approche des pêcheries littorales de Basse-Normandie (France). Pp. 3–12 in DAIRE M.-Y., DUPONT C., BAUDRY A., BILLARD C., LARGE J.-M., LESPEZ L., NORMAND E. & SCARRE C. (dir.), *Ancient Maritime Communities and the Relationship between People and Environment along the European Atlantic Coasts*, British Archaeological Reports. Oxford, Archaeopress.
- BILLARD C., BERNARD V., BOUFFIGNY A., CLAVEL B., COUTURIER B., JAOUEN G., LE DIGOL Y., QUÉVILLON S. & ROPARST A., 2013b – Techniques et modes d'exploitation des pêcheries sur le littoral normand (France) : un essai de bilan de dix années de travaux archéologiques. Pp. 139–150 in DAIRE M.-Y., DUPONT C., BAUDRY A., BILLARD C., LARGE J.-M., LESPEZ L., NORMAND E. & SCARRE C. (dir.), *Ancient Maritime Communities and the Relationship between People and Environment along the European Atlantic Coasts*, British Archaeological Reports. Oxford, Archaeopress.
- BLAISE E., SUANEZ S., STÉPHAN P., FICHAUT B., DAVID L., CUQ V., AUTRET R., HOUON J., ROUAN M., FLOC'H F., ARDHUIN F., CANCOUËT R., DAVIDSON R., COSTA S. & DELACOURT C. 2015 – Bilan des tempêtes de l'hiver 2013–2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, environnement, processus*, 21, pp. 267–292.

DAIRE M.-Y. & LANGOUËT L. 2008 – *Les pêcheries de Bretagne, Archéologie et Histoire des pêcheries d'étranger*. Coédition CReAA – AMARAI, 144 p.

DAIRE M.-Y. & LANGOUËT L. 2010 – *Les anciens pièges à poissons des côtes de Bretagne, un patrimoine au rythme des marées...* Coédition CReAA – AMARAI, Les dossiers du Centre Régional d'Archéologie d'Alet, 165 p.

DAIRE M.-Y. & LANGOUËT L. 2011 – Dater les anciennes pêcheries par les niveaux marins : approche méthodologique et perspectives géoarchéologiques : le Bas Léon, nord Finistère, Bretagne. *Noréis*, 220, pp. 69-93.

DODET G., SUANEZ S., LECKLER F., ARDHUIN F., FICHAUT B. & AUTRET R., 2015 – Non-hydrostatic modelling of extreme water levels on Banneg Island, France. *Proceeding of 14th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and 5th Coastal Hazard Symposium*, November 8-13 2015, Key West, Florida (USA), 11 p.

EHRHOLD A. & LE GALL B. 2017 – *Atlas de l'archipel de Molène, Géologie, géomorphologie et sédimentologie*. Éditions Quae, 148 p.

FICHAUT B. & HALLÉGOÛËT B. 1989 – Banneg : une île dans la tempête. *Penn ar Bed*, 135, pp. 36-43.

FICHAUT B. & SUANEZ S. 2005 – Mise en place d'un suivi morphosédimentaire dans l'archipel de Molène. Exemple de l'îlot de Trielen. Pp. 53-74 in DURAND P., GOELDNER-GIANELLA L. (Éds.), *Milieux littoraux, nouvelles perspectives d'étude*. Éditions l'Harmattan, Paris.

FICHAUT B. & SUANEZ S. 2007 – Plage fuyante à Trielen. *Penn ar Bed*, 199-200, pp. 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, pp. 15-32.

FICHAUT B. & SUANEZ S., 2011 – Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany, *Marine Geology*, 283, pp 36-55.

GANDOIS H., Stéphan P., CUISNIER D., HULOT O., EHRHOLD A., PAUL M., LE DANTEC N. & FRANZETTI M. 2018 – The stone fish traps of the Molène archipelago (Iroise Sea, Brittany, Western France): a long-term tradition starting with very early megalithic constructions. *International Journal of Nautical Archaeology*, 47, pp. 5-27.

GARCÍA-ARTOLA A., Stéphan P., CEARRETA A., KOPP R.E., KHAN N.S. & HORTON B.P. 2018 – Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 196, pp. 177-192.

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

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

LAMBECK K., ROUBY H., PURCELL A., SUN Y. & SAMBRIDGE M. 2014 – Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to

the Holocene. *PNAS*, 111, pp. 15296-15303.

LE GALL B., AUTHEMAYOU C., EHRHOLD A., PAQUETTE J.-L., BUSSIEN D., CHAZOT G., AOUIZERAT A. & PASTOL Y. 2014 – LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Leon metamorphic domain, NW Brittany. *Tectonophysics*, 630, pp. 236-250.

MARCOUX 2019 – Des bois sur l'île de Molène durant la Pré-Protohistoire ? Pp.157-179 in Y. PAILLER & C. NICOLAS (Dir.), *Une maison sous les dunes : Beg Ar Loued, île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en Mer d'Iroise à la transition III^e-II^e millénaire avant notre ère*. Sidestone Press, Leiden (NL).

PAILLER Y. & NICOLAS C. 2019 – *Une maison sous les dunes : Beg Ar Loued, île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en Mer d'Iroise à la transition III^e-II^e millénaire avant notre ère*. Sidestone Press, Leiden (NL), 733 p.

STÉPHAN P., GOSLIN J., PAILLER Y., MANCEAU R., SUANEZ S., VAN VLIET-LANOË B., HÉNAFF A. & DELACOURT C. 2015 – Holocene salt-marsh sedimentary infillings and relative sea-level changes in West Brittany (France) from foraminifera-based transfer functions. *Boreas*, 44, pp. 153-177.

STÉPHAN P., SUANEZ S., FICHAUT B., & AUTRET R. 2017 – Évolution morpho-sédimentaire du littoral de l'archipel. Pp. 81-98 in A. EHRHOLD, B. LE GALL, *Atlas de l'archipel de Molène. Géologie, géomorphologie et sédimentologie*. éditions Quae.

STÉPHAN P., MARGUERIE D., AOUSTIN D., FICHAUT B. & SUANEZ S. 2019a – Changements paléogéographiques dans l'archipel de Molène, du Néolithique à aujourd'hui. Pp.69-107 in Y. PAILLER & C. NICOLAS (Dir.), *Une maison sous les dunes : Beg Ar Loued, île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en Mer d'Iroise à la transition III^e-II^e millénaire avant notre ère*. Sidestone Press, Leiden (NL).

STÉPHAN P., GANDOIS H., EHRHOLD A., LE DANTEC N., FRANZETTI M., BALTZER A. & JOUET G. 2019b – De l'usage de certaines pêcheries à l'âge du Bronze ancien dans l'archipel de Molène. Pp.109-123 in Y. PAILLER & C. NICOLAS (Dir.), *Une maison sous les dunes : Beg Ar Loued, île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en Mer d'Iroise à la transition III^e-II^e millénaire avant notre ère*. Sidestone Press, Leiden (NL).

STÉPHAN P. 2011a – *Les flèches de galets de Bretagne. Évolutions passées, présentes et futures*. L'Harmattan, Collection : Milieux naturels et sociétés, 263 p.

STÉPHAN P. 2011b – Quelques données nouvelles sur la mobilité récente et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne. *Géomorphologie : Relief. Processus. Environnement*, 17, pp. 205-232.

STÉPHAN P. & LAFORGE 2013 – Mise au point sur l'évolution géomorphologique et le devenir des flèches de galets du Loc'h de Landevennec (Bretagne, France). *Géomorphologie : Relief. Processus. Environnement*, 2, pp. 191-208.

SUANEZ, S., FICHAUT, B. & MAGNE, R., 2009 – Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology* 220, pp. 12–28.

SUANEZ S., FICHAUT B., MAGNE R., ARDHUIN F., CORMAN D., STÉPHAN P. & CARIOLET J.-M. 2011 – Changements morphologiques et budget sédimentaire des formes fuyantes en queue de comète de l'archipel de Molène (Bretagne, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 187-204.

Glossaire

Anthracologie : étude des charbons de bois.

Batholite : masse de roches ignées intrusives, souvent granitiques en Bretagne, qui se forment lorsque le magma est piégé et refroidit à l'intérieur de l'écorce terrestre.

Cal. BP : âge d'un échantillon ou d'une période donnée par rapport à aujourd'hui (1950 en réalité). L'acronyme BP (pour « *Before Present* » en anglais) signifie « avant aujourd'hui » en français. Cet âge est obtenu après calibration des âges radiocarbone en années réelles (d'où la mention « cal. BP »).

Cryosphère : désigne toutes les portions de la surface des mers ou terres émergées où l'eau est présente à l'état solide (glace et neige, préfixe cryo- du grec *κρυος*, « froid »).

DGPS : outils de mesure topographique basé sur la localisation GPS, offrant une précision centimétrique.

LiDAR : acronyme anglais pour *Light Detection and Ranging*. Désigne un appareil de mesure utilisant un ou plusieurs faisceaux lasers pour déterminer la distance d'un objet. Lorsqu'il est installé à bord d'un avion, le faisceau balaye le sol afin de relever la topographie de la zone survolée.

Litto3D® : Projet commun au SHOM et à l'IGN visant à acquérir une donnée topographique homogène le long du continuum terre-mer en utilisant notamment la technologie LiDAR.

Progradation : processus d'accumulation de sédiments qui se traduit, en contexte littoral, par une avancée du trait de côte vers le large.

Pierre STÉPHAN, géomorphologue, est chargé de recherche au CNRS et membre du laboratoire LETG à l'Institut universitaire européen de la mer. Il coordonne la LTSEZ-Zone Atelier Brest-Iroise (France).

Serge SUANEZ, géomorphologue, est professeur de géographie à l'Université de Bretagne Occidentale, directeur du laboratoire LETG de Brest.

Bernard FICHAUT, géomorphologue, est maître de conférences à l'Université de Bretagne Occidentale, et membre du laboratoire LETG de Brest.
