

**DYNAMIQUES D'ARRACHEMENT, DE TRANSPORT
ET DE DÉPÔT DE BLOCS CYCLOPÉENS PAR LES TEMPÊTES
LE CAS DE LA TEMPÊTE DU 10 MARS 2008 SUR L'ÎLE DE BANNEG
(ARCHIPEL DE MOLÈNE, FINISTÈRE)**

BERNARD FICHAUT, SERGE SUANEZ

GÉOMER – UMR 6554 CNRS LETG

(Université de Bretagne Occidentale),

Institut Universitaire Européen de la Mer, Technopôle Brest-Iroise, place Nicolas-Copernic – 29280 Plouzané, France

bernard.fichaut@univ-brest.fr, serge.suanez@univ-brest.fr

RÉSUMÉ

Dans certaines conditions, face au large et en bordure d'eaux profondes, l'érosion des falaises génère des accumulations de blocs en sommet ou en retrait de l'abrupt. Ces accumulations constituées de blocs que les anglo-saxons appellent « Cliff-Top Storm Deposits », peuvent être érigés en amas ou en barrages cyclopéens. Ce type de dépôts est présent dans l'archipel de Molène, sur les falaises occidentales de l'île de Banneg. L'analyse des impacts de la tempête du 10 mars 2008 permet d'améliorer les connaissances morphodynamiques de ces accumulations remarquables. Durant cet événement, le runup des vagues a atteint 15 m et a localement dépassé de 7 m le sommet des falaises. Le centre et le sud de l'île ont été submergés par un flux suffisamment puissant pour transporter des éléments lithiques jusque sur la côte est. L'inventaire des cicatrices de blocs arrachés par les vagues montre que l'érosion a épargné l'estran mais a été maximale au sommet et en retrait des falaises qui correspondent donc aux secteurs d'alimentation des amas. En conséquence, les falaises de l'île de Banneg reculent plus vite à leur sommet qu'à leur base, ce qui entraîne une diminution de la pente de l'escarpement. L'analyse des trajectoires de blocs déplacés, couplée à l'étude diachronique de photographies obliques, permet de mieux cerner les dynamiques de transport et de dépôt, et de proposer un modèle spatio-chronologique de mise en place et d'évolution des amas pour l'ensemble de l'île.

MOTS CLÉ : blocs cyclopéens – île de Banneg – falaise – érosion – submersion – tempête

ABSTRACT

Dynamics of quarrying, transportation and deposition of cliff-top storm deposits. The case of the 10th March 2008 storm on Banneg Island (Archipelago of Molene, Finistere)

At exposed sites on rocky cliffs facing deep water, erosion may generate accumulations of large boulders on cliff-top or on the backing platform inland. These cliff-top storm deposits (CTSDs), "amas et barrages cyclopéens" in french occur on the western cliffs of Banneg Island in the archipelago of Molène. The analysis of the impacts of the 10th March 2008 storm allows to enhance comprehension of morphodynamic of these outstanding accumulations. During this storm, wave runup reached 15 m and locally overtopped the cliff-top by 7 m. The centre and the southern part of the island were submerged by a water bore with a

depth and velocity sufficient to transport blocks all the way to the eastern coast. Inventory of sockets of blocks quarried by waves show that no erosion occurred on the foreshore. Erosion concentrated on the cliff-tops and the backing scoured platform which appear as the main source of CTSDs. On Banneg Island, the retreat of cliffs occurs faster on top than at base of cliffs, thus the slope of the cliffs tends to decrease. Analysis of direction of block transport together with comparison of archive and post-storm photographs lead to a better understanding of patterns of transport and deposition and to propose a spatio-chronological model of CTSDs setup and evolution.

Key Words: cliff-top storm deposits – Banneg Island – cliff – erosion – submersion – storm

Plus de 1000 m³ de blocs, d'un poids variant de quelques dizaines de kilos à plusieurs dizaines de tonnes (Fichaut et Suanez, 2008), sont déposés au sommet et en retrait des falaises occidentales de l'île de Banneg dans l'archipel de Molène (fig. 1). Reposant à des altitudes comprises entre 7 et 14 m NGF, ces blocs, parfois isolés, sont le plus souvent regroupés sous forme d'amas ou de barrages étirés parallèlement au sommet de la falaise. On dénombre 61 accumulations de ce type dont la plus massive, au centre de l'île, haute de 2,5 m et longue de 50 m a un volume d'environ 350 m³. Ces dépôts très grossiers sont le résultat de dynamiques marines de très forte énergie et leur mise en place a deux origines possibles. Sur le pourtour du Pacifique et en Méditerranée, plus généralement dans les régions caractérisées par une forte activité sismique leur présence est plutôt attribuée à l'action de vagues géantes de « *tsunamis* » (Clague *et al.*, 1999; Atwater, 1992; Atwater et Moore, 1992; Bryant *et al.*, 1992; Young *et al.*, 1996; Goff *et al.*, 2001; Nichol *et al.*, 2003; Pinegina et Bourgeois, 2001; Mastronuzzi et Sansò, 2004; Mastronuzzi *et al.*, 2006, 2007; Scicchitano *et al.*, 2007; Vott *et al.*, 2008; Maouche *et al.*, 2009). Dans le nord et nord-est de l'Atlantique ces dépôts ont été étudiés en Irlande, sur les îles d'Aran (William *et al.*, 2004; Hall *et al.*, 2006), sur les îles des archipels de l'Écosse (Orkney et Shetland Islands) (Hall *et al.*, 2006; Hall *et al.*, 2008), et en Islande (Étienne et Paris, 2009), où leur origine a été attribuée à des événements météo-marins extrêmes de type tempêtes ou ouragans (Hansom et Barltrop, 2008; Hansom *et al.*, 2009). Dans la littérature anglo-saxonne ils sont dénommés « *Cliff-Top Storm Deposits* » ou CTSDs. Ils se distinguent des dépôts de « *tsunamis* » par certaines caractéristiques essentielles. On ne les trouve que sur des falaises bordant des eaux profondes, où l'amortissement des houles est minimal. C'est le cas pour l'île de Banneg qui est située au nord de l'archipel de Molène et où les profondeurs atteignent 50 m à 2 km de la côte ouest (fig. 1). Les accumulations sont érigées en amas isolés ou plus typiquement en remparts ou barrages étirés parallèlement au bord de la falaise. Les blocs constituant ces accumulations sont majoritairement anguleux. Ils ne proviennent donc pas de l'estran où l'action abrasive des vagues tend à les émousser ou les arrondir, mais sont arrachés au sommet des falaises, voire à la plateforme rocheuse sommitale dépourvue de végétation que les anglo-saxons appellent « *wave scoured platform* » (Hall *et al.*, 2006). La taille et la forme des blocs dans les accumulations sont fonction de la densité du réseau de diaclases et de fractures de la roche mère constituant la zone source. L'absence de tri granulométrique dans les dépôts est généralement attribuée par les auteurs à leur remaniement répété par les vagues de tempête, et les distingue ainsi des dépôts de tsunami qui sont généralement mis en place lors d'un seul épisode (William *et al.*, 2004). Dans certains cas, sur la face exposée des accumulations, les blocs sont adossés les uns aux autres, et forment un tuilage qui fait face aux houles incidentes. Les dépôts de l'île de Banneg entrent dans la catégorie des CTSDs (plus communément qualifiés d'amas ou de barrages cyclopéens en français), leur description morphologique et sédimentologique, ainsi que l'analyse des conditions hydrodynamiques présidant à leur mise en place ont fait l'objet de plusieurs articles (Hallégouët, 1982, 1984; Fichaut et Hallégouët, 1989, Fichaut et Suanez, 2007, 2008; Suanez *et al.*, 2009).

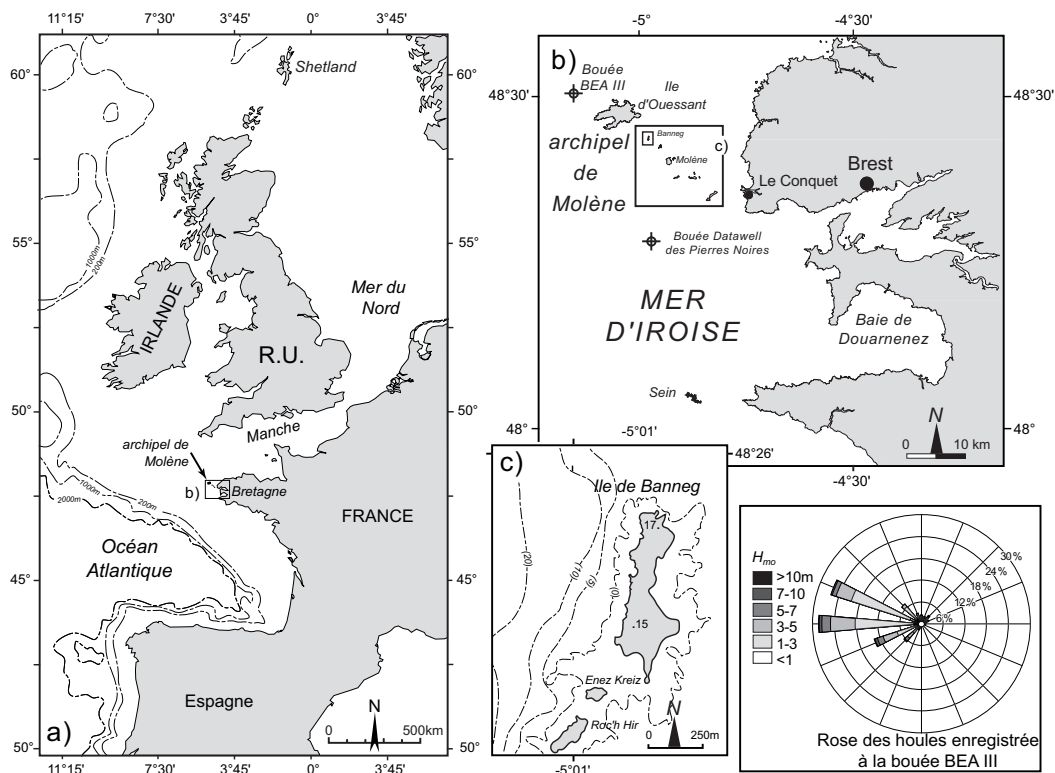


Figure 1 : Localisation de l'île de Banneg
Location map

La tempête du 10 mars 2008 a profondément modifié la morphologie des amas et des barrages cyclopéens de l'île de Banneg. À partir de l'analyse de ces changements morphologiques, le premier objectif de cet article a été d'analyser, et plus particulièrement de caractériser les dynamiques d'arrachement, de transport et de dépôt qui œuvrent à la mise en place de ces formes particulières. Le second objectif a été d'améliorer la compréhension des processus de construction des amas et des barrages cyclopéens; enfin, la comparaison effectuée avec les tempêtes de l'hiver 1989-1990 a permis de mieux comprendre les phénomènes de remaniement qui les affectent sur le long terme.

Les amas cyclopéens de l'île de Banneg

Dans une étude précédente, les amas de blocs cyclopéens de l'île de Banneg ont été précisément décrits (Fichaut et Suanez, 2007, 2008; Suanez *et al.*, 2009). Ils sont localisés sur la côte occidentale exposée aux houles atlantiques, en arrière de tous les rentrants (fig. 2). Localement ils forment un semis de blocs isolés présent jusqu'à la côte est, comme au centre et au centre nord de l'île. Toutefois l'essentiel des blocs constitue des accumulations dont le volume et la disposition varient suivant les secteurs. En général, elles sont érigées en remparts rectilignes sous forme de barrages, parallèles aux sommets de falaises (cf. amas du centre et du nord), ou en trains d'amas dont la forme en plan est légèrement arquée comme celle des rentrants à l'arrière desquels ils sont déposés (cf. amas du centre sud et du sud). Localement ces barrages sont disposés en plusieurs lignes parallèles entre elles, séparées par des secteurs de pelouse aérohaline ou de roche nue. On trouve une double série au sud où les amas n° 36, n° 37 et n° 38 sont en haut de falaise en avant

des remparts n° 39 et n° 35 (fig. 2). Enfin dans la partie centrale de l'île les accumulations peuvent former des séries triples. C'est le cas au centre où la première rangée est constituée par les amas n° 28, n° 25 et n° 22, la deuxième par le rempart n° 24, et la troisième par les amas n° 23 et n° 19. Au centre sud on trouve aussi successivement les remparts n° 31 et n° 30, puis l'amas n° 23d en retrait. Dans les séries triples, les accumulations proches de la falaise sont les plus volumineuses. Des agencements comparables ont été dépeints aux îles Shetland par D. M. Williams et A. M. Hall (2004). Dans un cas seulement, au centre nord, les amas éparpillés un peu partout en arrière de la falaise ont une répartition qui semble totalement aléatoire.

Travail de terrain et méthodes de traitement des données

Comme on le verra, lors de la tempête, des centaines de blocs d'un poids variant de quelques dizaines de kilos à quelques dizaines de tonnes ont été déplacés dans l'île. Certains ont été arrachés à la roche en place, d'autres ont été prélevés dans des amas existants ou en divers endroits de la partie sommitale de l'île, avant d'être de nouveau déposés à des distances très variables suivant les secteurs. Déterminer et quantifier de manière exhaustive l'ensemble des modifications morphologiques intervenues lors de cet événement est impossible. Toutefois, plusieurs méthodes ont permis d'analyser les changements intervenus et de caractériser le contexte morphodynamique des processus ayant agi au cours de l'événement. Ces données permettent de proposer un modèle décrivant la mise en place et l'évolution historique de ces amas.

ANALYSE DES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES

Le travail réalisé sur les conditions hydrodynamiques s'est attaché à quantifier les niveaux d'eau extrêmes à la côte de manière à déterminer les conditions durant lesquelles la hauteur du jet de rive ou *runup*, lors du déferlement des vagues a atteint et/ou dépassé le sommet des falaises. Comme l'ont montré plusieurs auteurs, c'est en effet dans ces conditions que l'arrachement et le déplacement des blocs cyclopéens prend place (Noormets *et al.*, 2004 ; Dawson, 1999 ; Dawson et Shi, 2000 ; Hansom et Hall, 2009 ; Hall *et al.*, 2008).

L'estimation des niveaux d'eau extrêmes à la côte a reposé sur la combinaison de deux paramètres agissant sur la déformation du plan d'eau : le *runup*, calculé à partir de l'équation de H. Mase (1989) en reprenant la méthodologie suivie dans la précédente étude (Fichaut et Suanez, 2008), et la marée observée. Les données de houles utilisées pour le calcul du *runup* proviennent des enregistrements par la bouée Datawell des Pierres Noires, les données marégraphiques proviennent quant à elles du marégraphe du Conquet (cf. Cariolet *et al.*, ce volume).

ANALYSE DES CHANGEMENTS MORPHOLOGIQUES

La topographie de l'île avait été levée en détail au DGPS en 2005 (Fichaut et Suanez, 2008). Immédiatement après la tempête, une nouvelle campagne de levés a porté sur les secteurs ayant manifestement subi les modifications les plus importantes. L'analyse des processus d'érosion a reposé sur un inventaire des zones de départ des blocs permettant ainsi de déterminer l'origine du matériel déplacé par la tempête. La démarche a consisté à recenser les cicatrices d'arrachement dans la roche en place, facilement identifiables du fait de l'absence de lichens et de la présence d'angles vifs au niveau des cassures (photo 1A). Concernant le remaniement des blocs isolés, initialement déposés sur le substrat rocheux ou dans des amas déjà constitués, l'absence de cicatrices nettes a rendu plus difficile l'identification des zones de départ. Ces dernières ont été localisées grâce à l'absence de lichens et de plantes vasculaires, respectivement sur la roche en place et dans les sols développés au sein des diaclases et des fissures, attestant de la présence d'un bloc antérieurement à la tempête. Ainsi, 180 cicatrices d'arrachement et/ou de traces d'enlèvement ont été recensées et positionnées au DGPS. Parallèlement, la taille et le poids des blocs déplacés

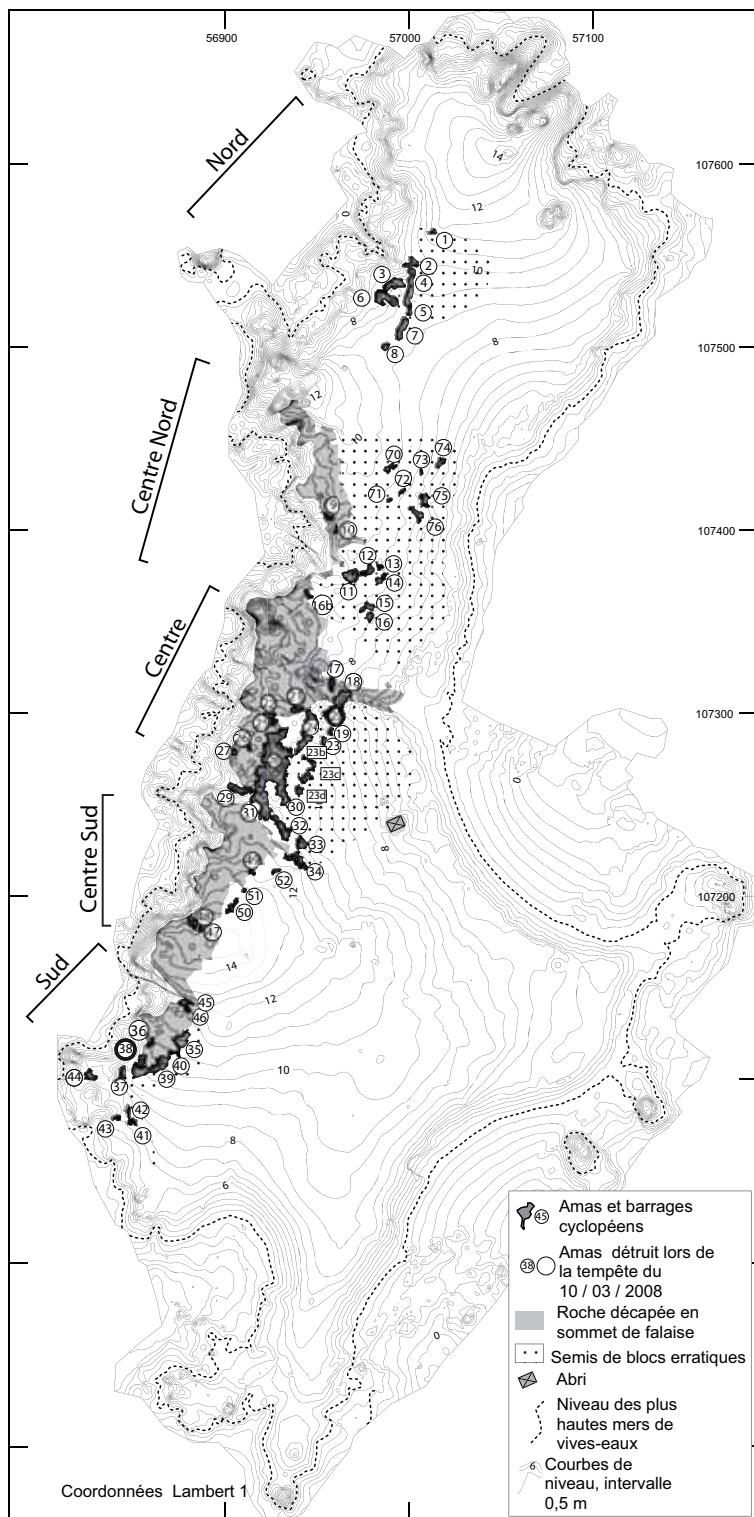


Figure 2 : Localisation des amas et barrages cyclopéens sur l'île de Banneg (d'après Fichaut et Suanez, 2008, modifié)

Location of CTSDs on Banneg Island (modified after Fichaut and Suanez, 2008)

ont été respectivement mesurés et calculés en tenant compte de la densité des leucogranites de Banneg égale à 3,1 (a -axe \times b -axe \times c -axe \times densité).

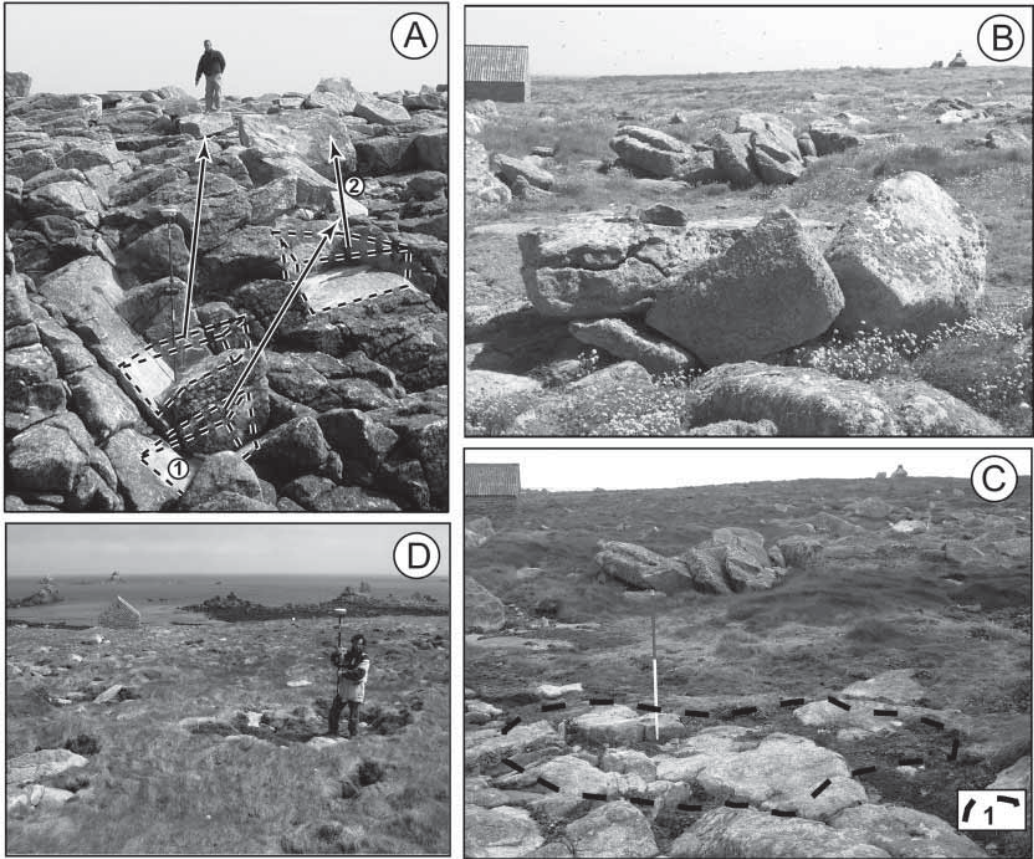


Photo 1 : A : arrachage et transport de blocs en haut de falaise à Banneg lors de la tempête du 10 mars 2008. 1 : cicatrice d'arrachement, angles vifs et absence de lichen. 2 : trajectoire des blocs (cliché S. Suanez, avril 2008); B : amas n° 20 avant la tempête (2005); C : amas n° 20 après la tempête du 10 mars 2008. 1 : cicatrice de l'amas n° 20 (clichés B. Fichaut); D : mottes de pelouse arrachées lors de la tempête du 10 mars 2008 en arrière des falaises du centre sud de Banneg (cliché B. Fichaut, avril 2008).

A : quarrying and transportation of clasts on cliff-top on Banneg Island during the 10th March 2008 storm. 1: quarrying socket with sharp edges and lack of lichen. 2: direction of transportation; B: cluster #20 before the storm (2005); C: cluster #20 after the 10 march 2008 storm. 1: socket of cluster #20; D: turf removed during the 10 march 2008 storm inland of south cliffs of Banneg Island.

ANALYSE HISTORIQUE DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES AMAS

L'analyse diachronique de photographies récentes prises au sol constitue un autre volet de l'étude. Tous les amas avaient été photographiés en 2005 et 2006, en prévision justement de l'apparition éventuelle d'un événement susceptible de les remanier. Ils ont été à nouveau photographiés selon le même angle après la tempête. Cette analyse diachronique a permis de déterminer la distance et le sens de déplacement de certains blocs, voir même, la disparition complète de certains amas (photos 1B et 1C). Cette analyse photo-interprétative, couplée à un travail de terrain a permis de déterminer le déplacement de 64 blocs dont les points de départ et d'arrivée ont été relevés au

DGPS (photo 1A), et dont les dimensions ont été mesurées. Parallèlement, ont été positionnés 14 blocs dont l'origine est restée inconnue, mais qui ont été déplacés sur de très grandes distances, ce qui atteste de l'énergie exceptionnelle de l'événement. Enfin, la morphodynamique des amas et barrages cyclopéens sur le long terme a été étudiée à partir de la comparaison de photographies obliques dont les plus anciennes datent de 1979. Ce travail a permis de reconstituer les modalités de l'évolution des amas au cours des événements tempétueux les plus morphogènes.

Contexte hydrodynamique et phénomènes de submersion

Comme il a été rappelé par J.-M. Cariolet *et al.* (ce volume), les hauteurs significative et maximale de la houle, mesurées par la bouée Datawell des Pierres Noires située à 8 miles au sud de l'île de Banneg, ont atteint respectivement 10,85 m et 18,17 m en milieu d'après-midi. Le niveau de pleine mer a été atteint vers 19 heures au marégraphe du Conquet, alors que les hauteurs maximales de la houle approchaient 15 m et que la surcote météorologique était comprise entre 50 et 60 cm. L'estimation théorique du *runup* montre que le déferlement des vagues sur la côte occidentale de l'île a pu atteindre 12,5 m pour des hauteurs de houle maximum. Si l'on combine ces hauteurs d'eau à la marée observée, les niveaux d'eau extrêmes à la côte ont pu dépasser 15,5 m de hauteur du centre au sud de l'île, soit 2 à 7 m au dessus de l'altitude maximum du haut de falaise. Au centre nord et au nord de l'île de Banneg où les pentes de l'avant côte sont plus faibles le *runup* aurait atteint seulement 9,5 m soit une hauteur équivalente ou légèrement supérieure à celle des falaises. Nous verrons ultérieurement que l'estimation de ces valeurs du *runup* par l'approche théorique est en adéquation avec les observations de terrain faites notamment sur les laisses de tempête et la position des cicatrices d'arrachement.

Au nord de l'île, le jet de rive a atteint le sommet de la falaise où quelques blocs ont été déplacés, mais aucun indice de submersion n'a été relevé sur la pelouse située en arrière. À cet endroit la masse d'eau générée par le déferlement des vagues n'a donc pas franchi le haut des falaises, ce que confirment les faibles valeurs du *runup* calculées pour ce secteur. Au sud de l'île, la présence de quelques mottes de pelouse arrachées et de débris déposés en arrière des amas permet d'estimer à peu près la limite de la zone inondée. Les masses d'eau ont franchi la falaise jusqu'à 12 mètres d'altitude et se sont écoulées vers l'anse d'Ar Lenn en suivant la pente du versant (fig. 3).

La partie centrale de l'île, dont les altitudes sont comprises entre 9 et 14 m, a été quant à elle entièrement submergée. La limite méridionale de submersion, soulignée par une laisse de dépôts continue (algues, débris flottés), a été relevée au DGPS. Elle débute en retrait de la falaise à 14 m d'altitude ce qui correspond aux niveaux de *runup* calculés et se poursuit jusqu'à la côte est. La limite septentrionale est moins nette mais a pu être estimée (figs. 2 et 3). En effet, dans ce secteur, des graviers et cailloux érodés dans les altérites en sommet de falaise au nord de l'amas n° 9 ont été déposés en voile fine et discontinu sur les pelouses situées en arrière. Il est difficile de calculer l'épaisseur de la tranche d'eau qui a franchi cette partie de l'île, mais on peut avancer quelques estimations. Comme cela avait déjà été le cas lors des tempêtes de l'hiver 1989-1990 (Fichaut et Hallégouët, 1989), localement, l'écoulement d'eau a été torrentiel. C'est le cas en arrière des amas du centre sud et au niveau du talweg creusé en gorge au centre de l'île. Au centre sud, le versant situé en arrière des amas n° 48 et n° 50 culmine entre 12 et 14 m en haut des falaises, puis s'étend avec une pente moyenne de 6 % jusqu'à la côte est. Sur ce versant, des plaques de pelouse et de sol, dont la superficie pouvait atteindre 4 m², ont été arrachées à divers endroits (photo 1D). L'intérieur de la cabane, dont la porte est pourtant tournée en abri du flux (fig. 3), a été inondé. Juste au nord de ce secteur, en arrière des principaux barrages de l'île (amas n° 28, n° 30 et n° 31) disposés en 2 à 3 séries parallèles, la pelouse est restée intacte. Il est vraisemblable que la nappe d'eau générée par le déferlement des vagues a été canalisée entre les barrages et s'est déversée à la fois vers le sud et vers la gorge centrale (fig. 4).

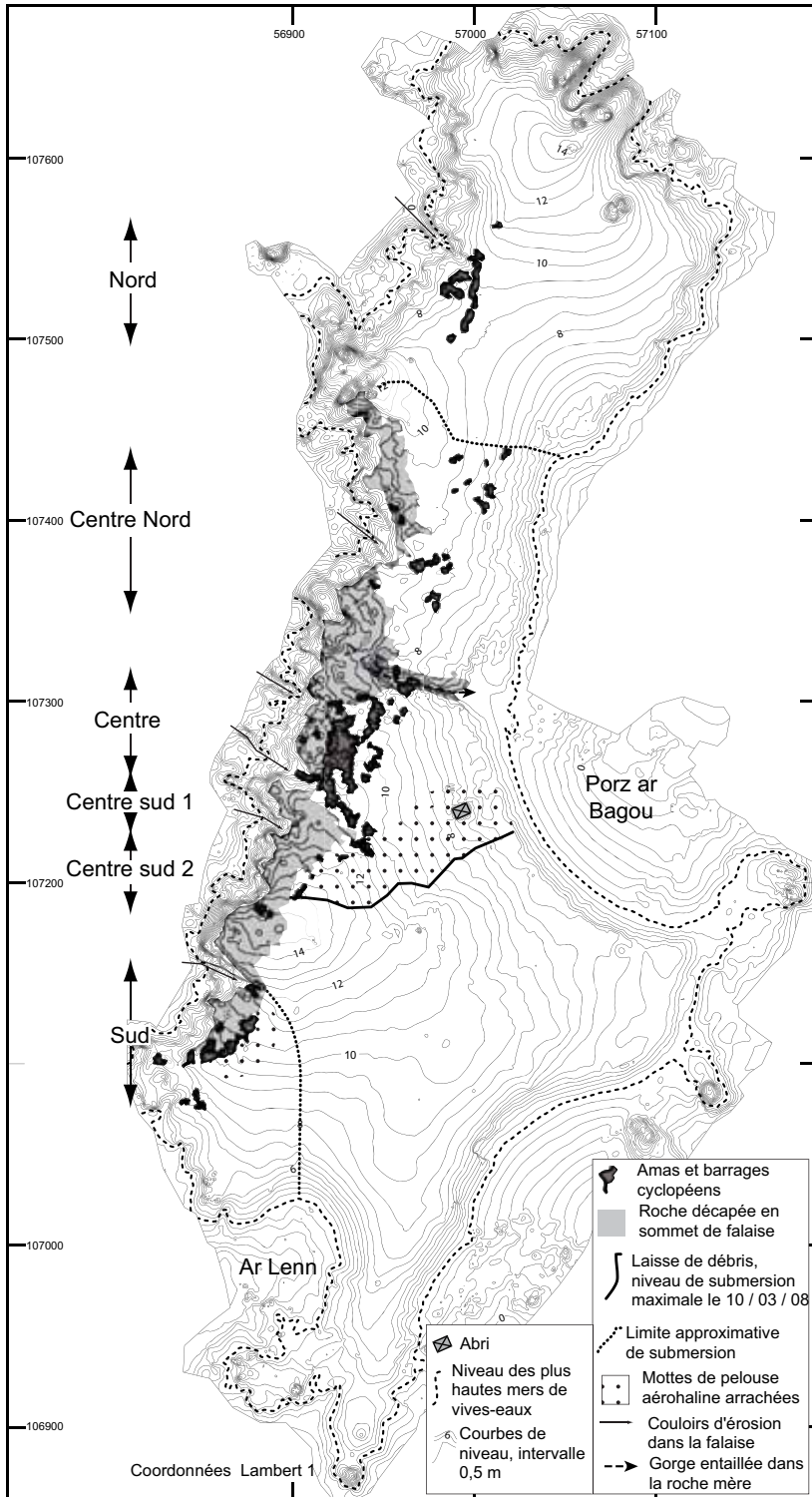


Figure 3 : Localisation des secteurs submergés lors de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg

Location of submerged areas on Banneg Island during the 10th March 2008 storm

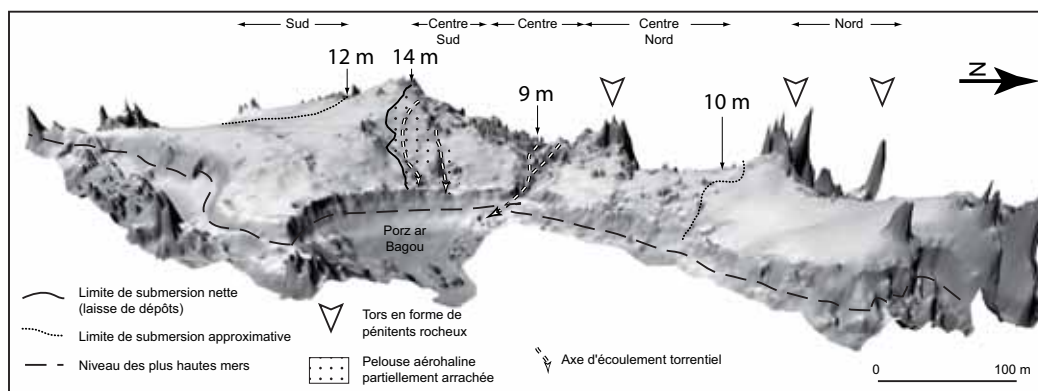


Figure 4 : Submersion de la partie centrale de l'île de Banneg lors de la tempête du 10 mars 2008
Submersion of the central part of Banneg Island during the 10th March 2008 storm

C'est bien sûr dans la gorge et ses abords que la submersion a été maximale. La faible altitude de cette partie de l'île (environ 9 m) a favorisé le passage d'une tranche d'eau importante générant un flux particulièrement puissant qui a considérablement modifié la morphologie de la gorge et de ses abords. Comme le montre la figure 4, l'amas n° 18 situé dans l'axe de la gorge, d'un volume de 12 m³, a été presque totalement emporté le flot. De même, l'amas n° 20 reposant à 2 m au dessus du talweg de la gorge a totalement disparu ainsi que la moitié de l'amas n° 17 (fig. 5 – **planche IV**, photos 2A et 2B). Dans la partie orientale du centre de l'île située entre la gorge et la cabane, cinq blocs pesant de 0,3 à 1,4 tonnes ont été retrouvés en position renversée dans la pelouse à des distances comprises entre 50 et 90 m du sommet de la falaise occidentale (se rapporter à la figure 7C). Ces blocs n'ont pas été retournés sur place car aucune cicatrice dans la pelouse environnante n'atteste de leur présence initiale. Ils ne proviennent pas non plus de la plage de Porz ar Bagou qui est constituée de galets, et qui supposerait surtout des dynamiques d'arrachage et de transport inverse à l'orientation des houles de tempêtes. Ils ont donc été prélevés sur le versant ouest de l'île et transportés sur des distances inconnues vers l'est. Au débouché de la gorge située sur la côte orientale, un ombilic de 1,6 m de profondeur a été creusé par le flot torrentiel (photos 2C et 2D). Une partie des blocs enlevés en amont a été déposées sous la forme de deux lobes parallèles à 40 m du rivage sur l'estran de Porz ar Bagou (fig. 5C – **planche IV**). Au vu de ces données il est vraisemblable qu'au plus fort de la submersion, l'épaisseur de la tranche d'eau dépassait 3 m dans la gorge et qu'elle était au minimum de 1 m sur le versant situé en arrière des amas du centre sud. Partout au nord de la gorge la tranche d'eau était certainement moins épaisse et le flux beaucoup moins puissant car la pelouse n'a pas été écorchée et en dehors des abords immédiats des hauts de falaises, aucun bloc n'a été déplacé.

Érosion des falaises et origine du matériel cyclopéen

L'existence d'amas cyclopéens pose le problème de l'origine des blocs formant ces accumulations. L'origine des CTSDs dans les îles britanniques a été bien décrite par A. M. Hall *et al.* (2006, 2008). Ces auteurs ont montré que lorsqu'il y avait un estran à la base des falaises (ce qui n'est pas le cas des falaises plongeantes), ce dernier pouvait fournir des blocs mais en quantité réduite, et dans ce cas, les blocs étaient très émoussés, voir arrondis. En fait, l'essentiel des dépôts cyclopéens provient de la falaise en elle-même dont l'érosion croît de la base, où elle est très limitée, vers le sommet et la plateforme rocheuse sommitale qui constituent donc les principales sources d'alimentation. Selon ces auteurs cet étagement de l'érosion résulte de deux phénomènes

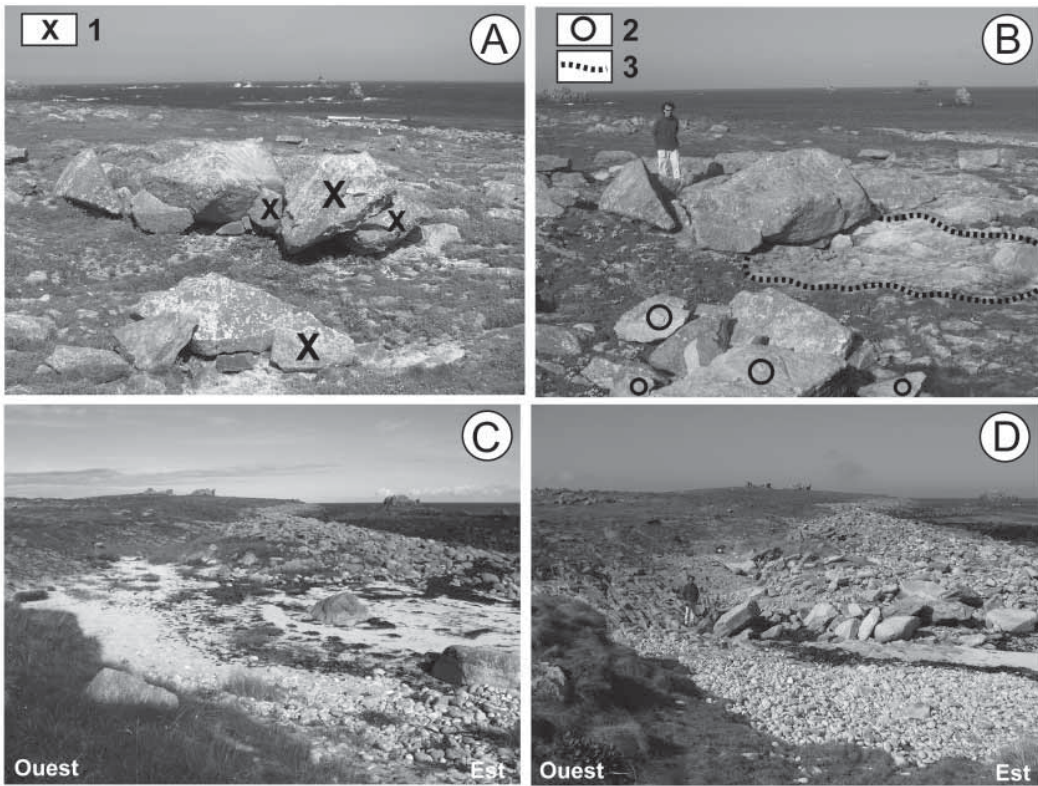


Photo 2 : A et B : enlèvement partiel de l'amas n° 17 à Banneg, lors de la tempête du 10 mars 2008 (A) : situation en 2005, (B) : situation en avril 2008. 1 : bloc enlevé. 2 : bloc déposé. 3 : cicatrice d'enlèvement (clichés B. Fichaut) ; C et D : débouché sur la côte orientale de la gorge du centre de l'île de Banneg (C) : situation en 2005, (D) : situation en avril 2008. Noter le creusement de la plage sablo-caillouteuse qui atteint 1,6 m, et l'apport de blocs durant la tempête (clichés B. Fichaut, octobre 2005 et avril 2008).

A and B: cluster #17 partially removed during the 10th March 2008 storm on Banneg Island (A): 2005, (B): April 2008. 1: clast removed. 2: clast deposited. 3: socket; C and D: mouth of the gorge on the eastern coast of Banneg Island (C): 2005, (D): April 2008. Note the 1.6 m deep pit dug in the upper sandy beach and deposition of blocks during the storm.

concomitants. Les vagues morphogènes sont très hautes et tendent à déferler non pas en pied de falaise, mais sur la falaise elle-même ou en son sommet. Ce faisant, elles contribuent à exploiter et densifier le réseau de diaclases aux hauts niveaux. L'existence des amas est donc conditionnée par les caractéristiques de l'hydrodynamisme et par la structure de la roche en place.

CONTEXTE LITHOSTRUCTURAL : UNE PRÉDISPOSITION À L'ARRACHAGE DE BLOCS

L'île de Banneg est entièrement constituée de granite d'âge paléozoïque, appelé « leucogranite de Ploudalmézeau ». La côte ouest, entaillée en falaises, présente une morphologie dont les caractéristiques et l'évolution dépendent en partie de la structure de la roche mère, et plus particulièrement des plans de diaclases. D'une allure grossièrement rectiligne, cette côte occidentale présente dans le détail une succession de rentrants et de saillants plus ou moins marqués (fig. 2). Les saillants correspondent à des secteurs où les diaclases forment un réseau orthogonal assez lâche, conférant à la roche qui les constitue une résistance plus importante à l'érosion marine. Ainsi, ils forment les points hauts de l'île constitués le plus souvent de tors aux allures de « péni-

tents rocheux » lorsque les diaclases verticales l'emportent sur les diaclases horizontales (fig. 4 et photo 3A). Au droit de ces saillants l'altitude du sommet des falaises dépasse partout 12 m et le plus souvent 14 m, et la pente de l'escarpement est toujours supérieure à 50 %. En arrière de ces points hauts il n'y a jamais d'amas ou de barrages cyclopéens. Cette morphologie s'observe pour tous les saillants à l'exception de celui qui sépare les secteurs sud et centre sud. Pour ce dernier, la partie sommitale de la falaise présente de nombreuses diaclases horizontales appelées « diaclases de détente », qui découpent l'affleurement rocheux en de grandes dalles horizontales (photo 3B). Cette particularité lithostructurale explique le fait que ce point haut ait une forme de dôme arrondi à l'inverse des « pénitents rocheux » décrits précédemment (fig. 4). De même, la forte densité du réseau de diaclases que l'on observe sur la partie sommitale de la falaise, fait que l'on trouve à cet endroit quelques dalles isolées en arrière du dôme.

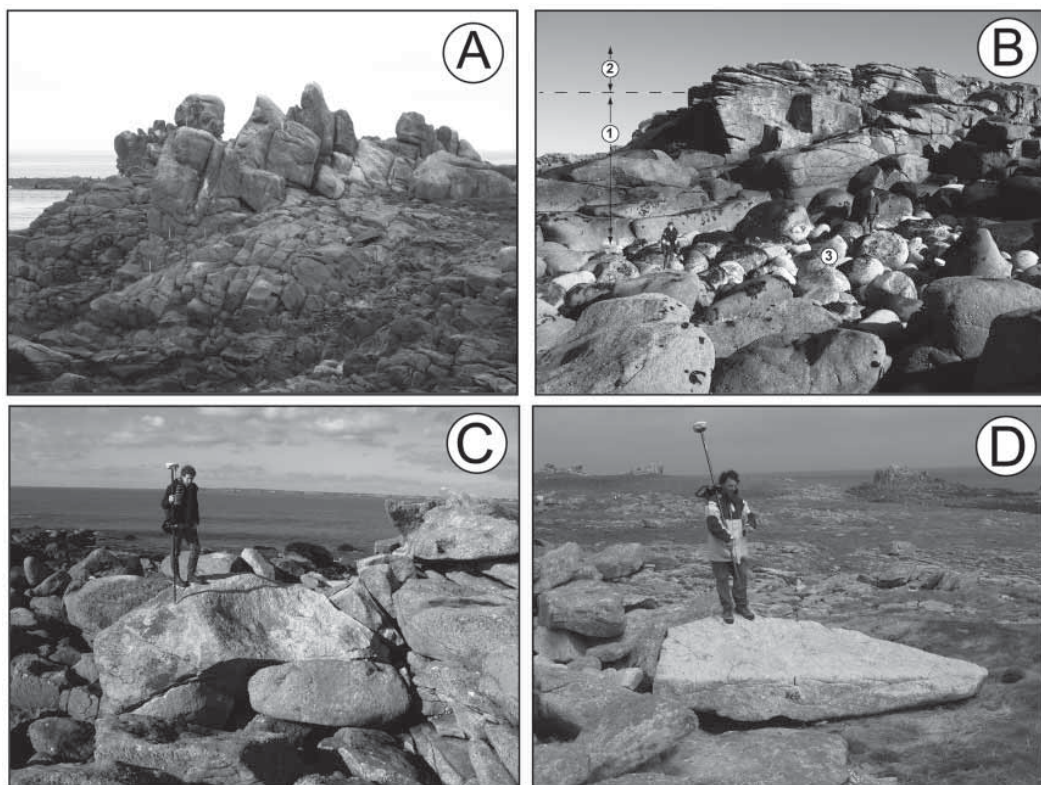


Photo 3 : A : tor granitique sur la côte ouest de Banneg, entre le nord et le centre nord (cliché. B. Fichaut) ; B : dôme rocheux formant un saillant entre les rentrants du centre sud et du sud de Banneg. 1 : réseau lâche de diaclases délimitant de grands parallélépipèdes granitiques. 2 : diaclases de détente débitant la roche en dalles subhorizontales. 3 : boules de granite dépourvues d'algues et de lichens, abrasées lors de la tempête du 10 mars 2008 (cliché B. Fichaut, avril 2008) ; C : au sud de Banneg, bloc de 42 tonnes arraché lors de la tempête du 10 mars 2008 et déposé à l'envers à 7 mètres de son point de départ (cliché B. Fichaut, avril 2008) ; D : en arrière de l'amas n° 24, dalle de 7,2 tonnes retournée par une vague à 40 mètres en retrait du haut de falaise (cliché B. Fichaut, avril 2008).

A: granite headland on the western coast of Banneg between north and centre north area; B: rocky headland between south and south centre sectors on Banneg Island. 1: massive jointing bounding hudge cuboidal blocks. 2: high density of horizontal joints bounding fault rocky clasts. 3: edge-rounded lichen and algae free clasts abraded during the 10th March 2008 storm; C: in the south of Banneg, this 42 tons clast was removed during the 10th March 2008 storm and deposited upside down 7 m inland; D: on the lee side of ridge n° 4, 50 meters inland from the cliff edge, this 7.2 tons slab was flipped upside down during the 10th March 2008 storm.

Dans les rentrants, en bas de falaise, le réseau de diaclases est également très lâche, orthogonal et individualise d'énormes éléments rocheux en forme de parallélépipède. Lorsqu'ils sont dégagés ils constituent sur l'estran des amas de boules ou des quadrilatères très émousés dont la masse varie d'une tonne à plusieurs dizaines de tonnes (photo 3B). Par contre, dès la mi-hauteur de la falaise, le granite est affecté par un réseau de diaclases « de détente » très dense, qui découpe la roche en grandes dalles horizontales et/ou en quadrilatères de taille plus réduite. Ces caractéristiques lithostructurales distinguent les rentrants des saillants et rendent ces derniers beaucoup plus sensibles à l'érosion marine. Dans les rentrants, l'apex des falaises, dont la pente de l'escarpement est généralement plus faible, est en moyenne entre 8 et 9 mètres d'altitude. C'est également en arrière des rentrants que sont érigés l'essentiel des amas et des barrages cyclopéens (fig. 2).

ZONES D'ARRACHAGE DE BLOCS CYCLOPÉENS

Le travail de terrain effectué postérieurement à la tempête du 10 mars a permis d'identifier et de localiser au DGPS 180 cicatrices d'arrachement de blocs dans la roche en place, et/ou traces attestant de la remobilisation de blocs isolés (fig. 6). Ce chiffre ne reflète certainement pas le nombre effectif de blocs qui ont été arrachés et déplacés car si l'inventaire des cicatrices est assez exhaustif, celui des traces de remobilisation de blocs reste incomplet. En effet, parfois ce sont des amas entiers qui ont été dégagés par l'érosion (figs. 7C et 7E), dans ce cas, il est alors difficile d'avoir le nombre exact de blocs déplacés. Dans d'autres conditions, certains blocs isolés déposés sur un substrat irrégulier laissaient passer suffisamment de lumière pour qu'une végétation pousse sous eux. Dans ce cas, identifier la trace de leur mobilisation a été impossible. Toutefois, en dépit de ces imprécisions, il est possible de déterminer assez précisément les secteurs pourvoyeurs de blocs. La cicatrice d'arrachage la plus basse se situe à 3,9 m d'altitude NGF, soit 40 cm au-dessus du niveau des plus hautes mers de vive-eau ; les plus hautes ont été mesurées à 14,3 m NGF (fig. 6). Au centre sud, toutes les cicatrices et les traces de remobilisation sont à plus de 10 m d'altitude NGF (fig. 7D), alors qu'au centre, au centre nord et au nord elles sont toutes à moins de 10 m NGF (figs. 7A, 7B et 7C). Toutefois, cette distinction ne fait qu'illustrer la différence de hauteur des falaises de ces secteurs et n'apporte guère d'enseignements si ce n'est que les vagues ont pu arracher des blocs à 11 m au-dessus du niveau des plus hautes mers de vive-eau. L'analyse de la position relative des points de départ est plus riche en information car elle montre que 60 % des blocs ont été enlevés non pas sur la falaise mais sur la plateforme rocheuse sommitale située en arrière (fig. 6 et tableau 1).

Secteur	Nombre de cicatrices sur falaises	Nombre de cicatrices sur plate-forme en retrait	% de cicatrices au-dessus du sommet de falaise
Sud	26	26	50
Centre Sud	3	25	90
Centre	15	41	73
Centre Nord	4	13	76
Nord	20	7	25
Total	68	112	62

Tableau 1 : Altitude relative des cicatrices d'arrachement de blocs sur les falaises occidentales de l'île de Banneg lors de la tempête du 10 mars 2008

Relative elevation of quarrying sockets on the western cliff of Banneg Island generated during the 10th of March 2008

Dans le détail toutefois, la localisation des points de départ des blocs varie selon les secteurs. Au nord, l'érosion concerne essentiellement le haut de falaise et montre que l'observation morpholo-

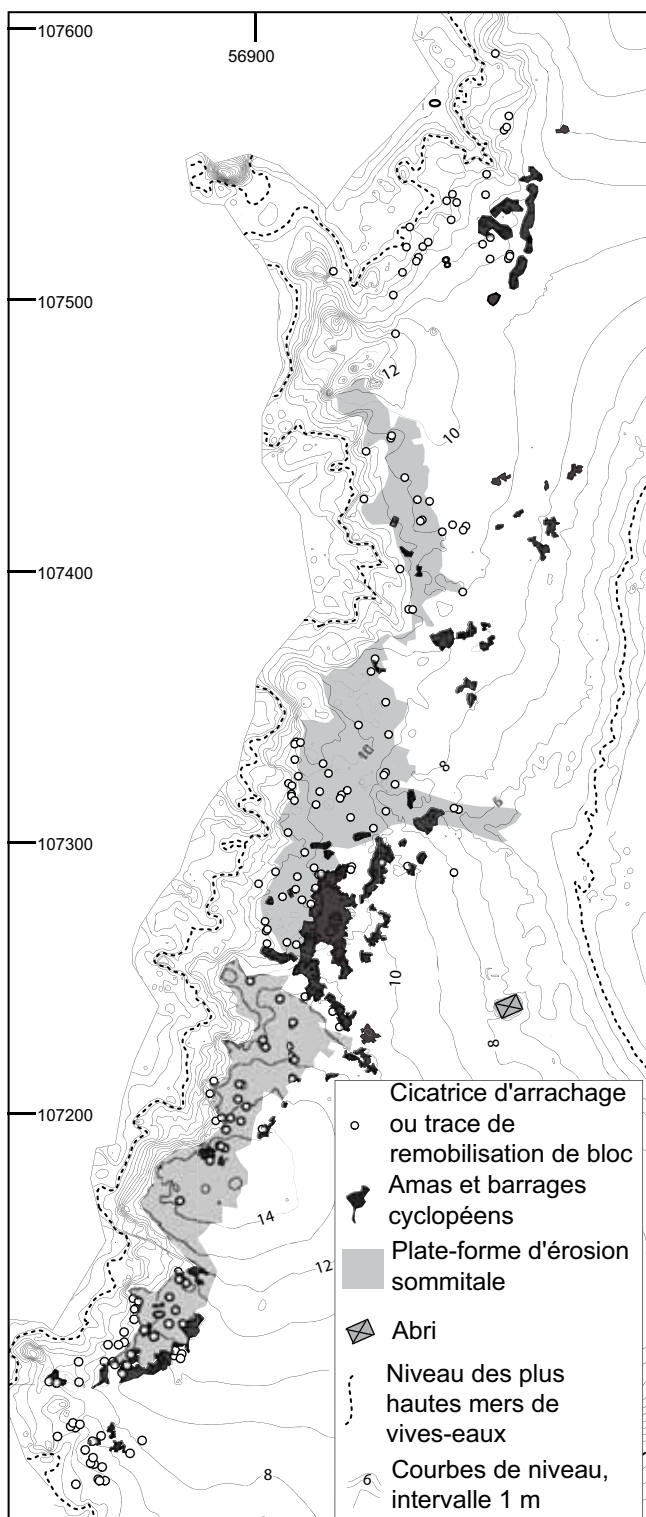


Figure 6 : Localisation des cicatrices d'arrachement ou d'enlèvement de blocs sur la côte ouest de Banneg
Location of quarrying sockets on the western coast of Banneg

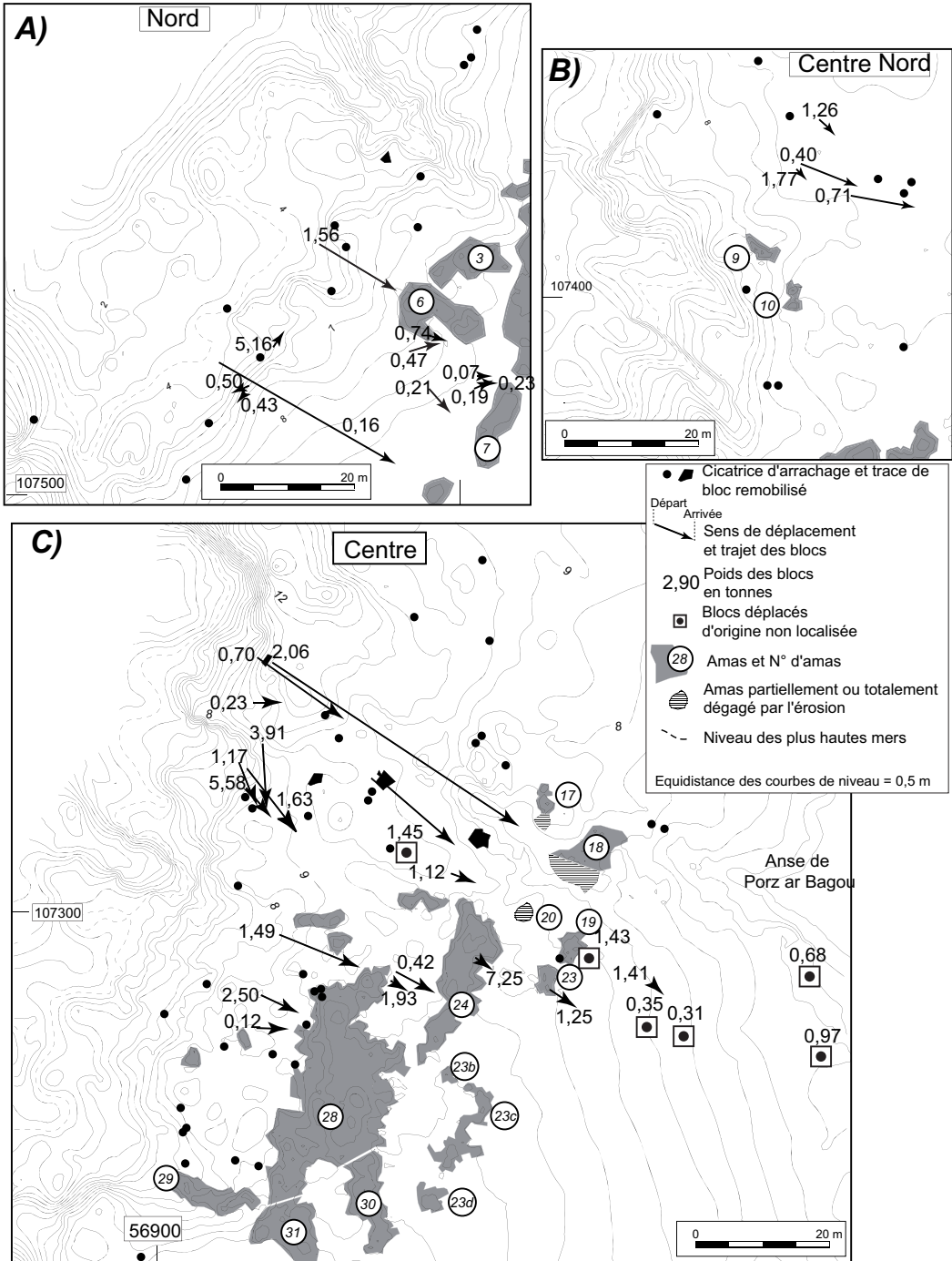


Figure 7 : Localisation des amas et barrages cyclopéens, des cicatrices et des trajectoires des blocs arrachés lors de la tempête du 10 mars 2008 sur l'île de Banneg

Location of CTSDs, quarrying sockets and direction of transportation of blocks during the 10th March 2008 storm on Banneg Island

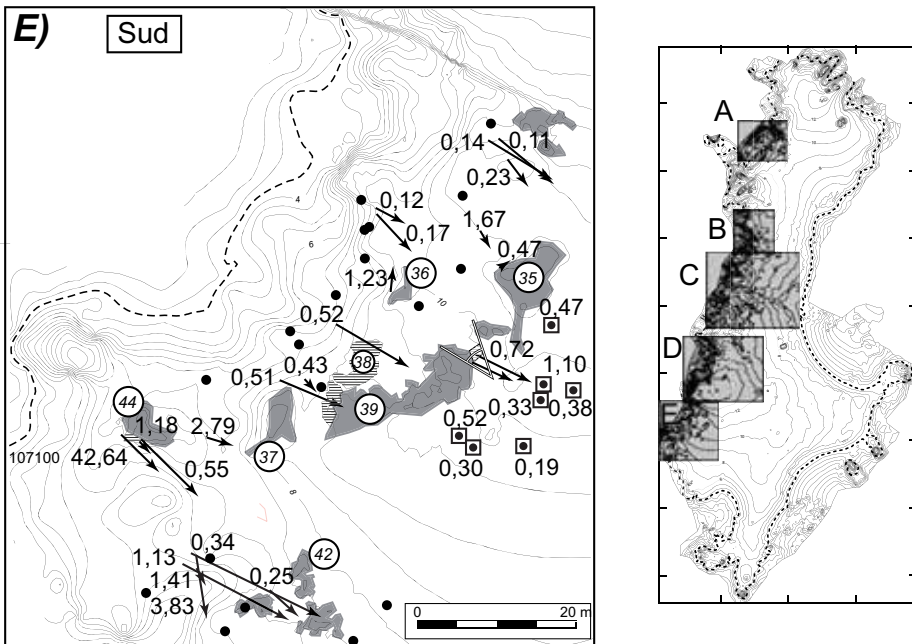
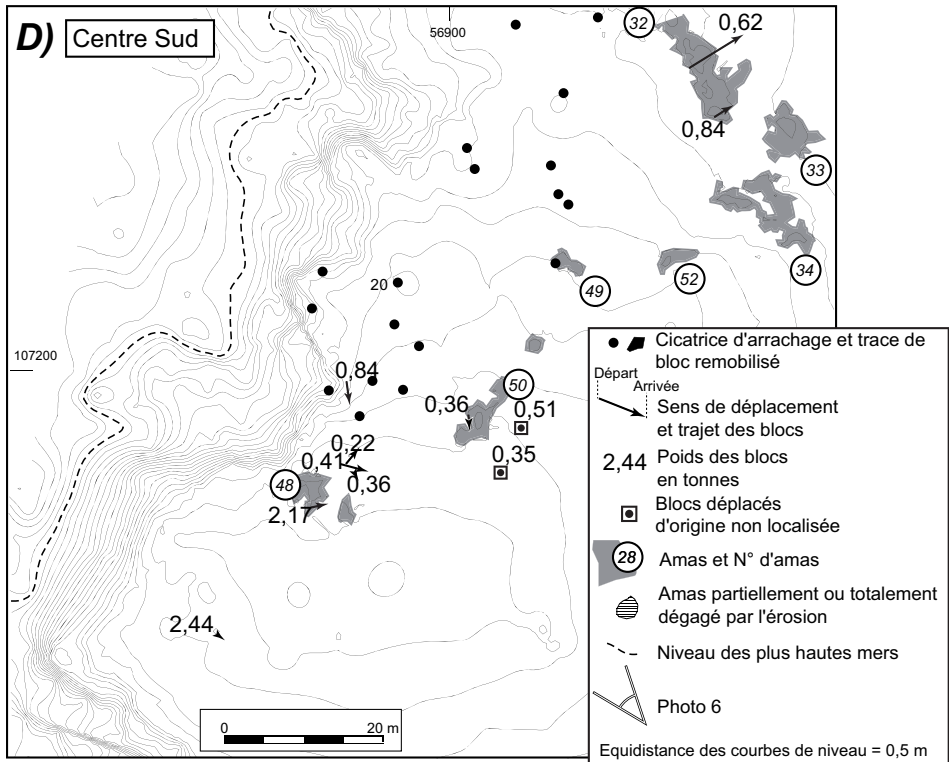


Figure 7 : suite
continued

gique est ici en parfait accord avec les résultats acquis précédemment par l'analyse des conditions hydrodynamiques lorsque l'on sait que le *runup* a à peine dépassé le sommet de la falaise (ce qui avait déjà été le cas lors des tempêtes de l'hiver 1989-1990, cf. B. Fichaut et B. Hallégouët, 1989). Le caractère morphodynamique particulier de ce secteur est d'autant plus attesté que c'est le seul endroit de l'île où l'on note l'absence d'une plateforme sommitale rocheuse « dénudée », et que le sommet de falaise se raccorde à un versant végétalisé (fig. 7A). Au sud de l'île, la forte proportion de blocs arrachés à la falaise résulte du fait que la côte la plus méridionale est orientée parallèlement à la direction de la houle incidente ; le déferlement ne se fait donc pas face à la falaise mais le long de cette dernière. (fig. 7E). Dans toute la partie centrale de l'île, c'est en arrière des falaises, au niveau de la plateforme rocheuse sommitale, que l'érosion a été maximale. Au centre, ceci s'explique comme nous l'avons vu par le fait que c'est l'endroit le plus bas de l'île. Cette caractéristique morphologique fait que l'action du déferlement des vagues s'étend bien au-delà du bord de la falaise ; elle conditionne également le passage d'une tranche d'eau suffisamment importante pour générer des écoulements torrentiels permettant comme on l'a vu, le déblaiement d'amas et/ou de blocs isolés, notamment au niveau de la gorge. Comme nous l'avons montré, ces écoulements ont déplacé des blocs atteignant 1 tonne jusqu'aux abords de la côte orientale située sous le vent. Pour autant, il convient de ne pas sous-estimer le rôle très important des conditions hydrodynamiques lors de ces tempêtes, et notamment les effets spectaculaires du *runup*, lorsque l'on note qu'au centre sud où les falaises culminent entre 10 à 14 m NGF, et que la pente de l'escarpement est comprise entre 35 et 60 % (soit un véritable mur rocheux faisant face aux vagues), le départ de dalles rocheuses de plus de 2 tonnes a été enregistré (fig. 7D). Dans ces conditions, l'arrachage des dalles ne peut s'expliquer par un écoulement laminaire de la tranche d'eau submergeant la falaise. On ne peut pas non plus envisager que le déferlement ait pu se produire de telle sorte que les vagues passaient directement par-dessus le sommet des falaises, du moins pas lorsque celles-ci culminent à 14 m d'altitude. Il est plus vraisemblable que les déferlements se faisaient sur la partie haute de l'escarpement de falaise, et que la masse d'eau, par phénomène de rebond, retombait de quelques mètres à quelques dizaines de mètres en arrière du bord de falaise, arrachant des blocs dans la roche en place, et/ou déplaçant des blocs isolés déjà présents. Ces processus morphodynamiques seront décrits ultérieurement.

En définitive, l'analyse des dynamiques d'arrachage de blocs confirme bien l'idée que seules la partie haute de l'escarpement de falaise et la plateforme rocheuse sommitale située en arrière, fournissent le matériel lithique à l'origine de la construction des amas et des barrages cyclopéens. Cette répartition montre également que la zone d'alimentation est située au dessus des plus hautes mers de vive-eau ; comme l'atteste notamment l'absence de blocs arrondis ou simplement émoussés dans les accumulations, l'estran ne fournit donc aucun élément. Dans une étude précédente, la granulométrie de 900 blocs provenant des amas a montré qu'il s'agit essentiellement de dalles anguleuses et qu'elles sont donc arrachées de part et d'autre des hauts de falaises (Fichaut et Suanez, 2008 ; Suanez *et al.*, 2009).

ARRACHAGE DE BLOCS ET DYNAMIQUE DE REcul DE L'ESCARPEMENT DE FALAISE

Comme nous l'avons souligné précédemment, l'estran rocheux n'a subi aucune érosion notable durant la tempête. Les seuls impacts ont concerné les phénomènes de frottements « abrasifs » exercés par le va et vient des boules de plusieurs tonnes déplacées par les vagues, ayant enlevé la couverture de lichens qui les recouvrait ou qui tapissait la roche en place (photo 3B). Cela tient à deux raisons essentielles. D'une part, la faible pente (fig. 2) et la topographie chaotique de l'estran rocheux entraînent une déperdition de l'énergie des déferlements tant que la mer n'est pas haute. D'autre part, comme nous l'avons montré, le très grand espacement des diaclases fait que même à énergie égale le dégagement de blocs est bien plus difficile qu'en haut de falaise. De toute évidence, l'érosion, et par là même, le recul de l'escarpement de falaise intervient essentiellement durant la période encadrant la pleine mer, du fait de l'élévation du plan d'eau. Dans ces conditions,

l'action morphogène des vagues est beaucoup plus efficace dans la partie sommitale de la falaise, et ce d'autant plus que cette zone est fortement fragilisée par le réseau de diaclases très dense. Des processus du même ordre ont été décrits aux îles Shetland sur les falaises de Grind of the Navir (Hall *et al.*, 2008). Dans ce cas aussi, l'action érosive des vagues est maximale depuis la partie médiane de l'abrupt jusqu'à la plateforme rocheuse sommitale. Pour autant, l'escarpement de falaise reste vertical. Les auteurs expliquent cela par le fait qu'aux Shetland, la puissance énergétique des vagues déferlant en haut de falaise entraîne l'agrandissement et la propagation des diaclases jusque qu'à la base de l'abrupt qui recule aussi. Ces processus entretiennent la verticalité des falaises. Sur l'île de Banneg, alors que le sommet de l'abrupt s'érode, la base reste stable. Le recul des falaises se fait donc à l'inverse des modèles classiques qui expliquent que pour des escarpements rocheux, c'est l'ablation de matériel aux bas niveaux qui entraîne l'érosion du matériel situé au-dessus entretenant ainsi la verticalité de l'ensemble. En conséquence, sur l'île de Banneg, la pente de l'escarpement, au lieu de tendre vers la verticalité, diminue graduellement. C'est ce qui explique la pente souvent faible des falaises de l'île, surtout dans les rentrants. Nous verrons ultérieurement que ce particularisme permet de mieux cerner l'agencement des amas dans l'île et de comprendre les processus dynamiques à l'origine de leur mise en place.

Dynamique de transport et de dépôt des blocs cyclopéens

TRAJECTOIRE DES DÉPLACEMENTS DE BLOCS

Le trajet de 63 blocs déplacés le 10 mars 2008 a pu être reconstitué à partir de la localisation de leurs points de départ et d'arrivée (fig. 7). Cet échantillon n'est cependant pas statistiquement représentatif du total des déplacements sédimentaires, puisque la seule analyse comparative des photos prises au sol montre que ce sont plusieurs centaines de blocs qui ont bougé. Le poids des 63 blocs varie de 0,07 à 42 tonnes. Il n'existe pas de corrélation significative entre le poids, la distance parcourue, la dénivelée franchie, ou encore la position du point d'arrachement par rapport aux sommets de falaises. Les seules données morphométriques donnent toutefois une indication sur l'intensité des processus morphodynamiques qui ont agité durant l'événement. Le bloc le plus gros (42 tonnes) a été arraché de la roche mère à 3 mètres au-dessus des plus hautes mers de vive-eau et s'est déposé à l'envers 7 m plus loin. Au passage il a emporté une partie de l'amas n° 44 (photo 3C, fig. 7E). Au centre, une dalle de 7 tonnes, déposée à 40 m en retrait du sommet de falaise sur l'amas n° 24, a été retournée (photo 3D). Dans le même secteur une autre, pesant 2 tonnes, s'est déposée à 45 m de son point de départ (fig. 7C). Au centre sud, une dalle de 2,4 tonnes a été déplacée à 14,5 m d'altitude (fig. 7D).

L'analyse des trajectoires montre que la direction majoritaire est WNW-ESE et correspond à l'orientation principale des houles incidentes (fig. 1). L'étude des déplacements et des dépôts des blocs cyclopéens au sein des séries doubles ou triples permet d'améliorer la compréhension des processus hydrodynamiques associés au déferlement des vagues. À partir de là, la question se pose de savoir si les séries parallèles ont été édifiées et évoluent de manière diachrone, auquel cas il faudra tenter d'en recréer la chronologie, ou si au contraire leur construction et leur évolution se font simultanément. Si l'on s'en tient à la première hypothèse, on peut penser qu'a priori les amas situés en retrait sont le résultat d'événements extrêmes anciens et que plus on se rapproche de la falaise plus les accumulations sont récentes et engraisées par des apports plus fréquents, et par là même plus volumineuses. Nous allons voir que les enseignements acquis sur la dynamique d'arrachage et de déplacement des blocs lors de la tempête du 10 mars, peuvent être utilisés dans l'interprétation des modifications intervenues au cours de tempêtes précédentes (notamment lors de l'hiver 1989-1990) et permettent de répondre partiellement à cette question.

MODALITÉS DES DÉPLACEMENTS DE BLOCS AU SEIN DES AMAS

Lors de la tempête du 10 mars 2008

L'analyse qui suit est basée sur la comparaison de photographies obliques prises en 2005/2006, puis immédiatement après la tempête du 10 mars 2008. Elle porte sur un double barrage localisé au sud de l'île et constitué de l'amas n° 36 en première ligne, et du rempart n° 39 situé à 13 m en retrait du haut de falaise. Elle repose également, sur une série triple située au centre et constituée des amas n° 28, n° 24 et n° 23 (fig. 7C et 7E).

Au sud de l'île, l'amas n° 39 de seconde ligne, été très fortement remanié lors de la tempête du 10 mars (photos 4A et 4B). Cinq blocs de forme quadrangulaire situés dans sa partie nord ont été enlevés (photos 4C et 4D) dont deux, pesant respectivement 0,26 et 0,72 tonnes, ont été retrouvés à 6 et 8 m en retrait de leur point de départ. Le sens de leur déplacement (fig. 7E) correspond à l'orientation des houles incidentes. Par contre, l'amas n° 36 situé en première ligne, et les blocs attenants localisés dans l'axe du passage de la vague, n'ont pas bougé. Il est donc évident qu'une vague, ou une masse d'eau issue d'un déferlement, est passée en volute au-dessus du sommet de falaise à 9 m d'altitude, avant de retomber en arrière au niveau de l'amas n° 39.

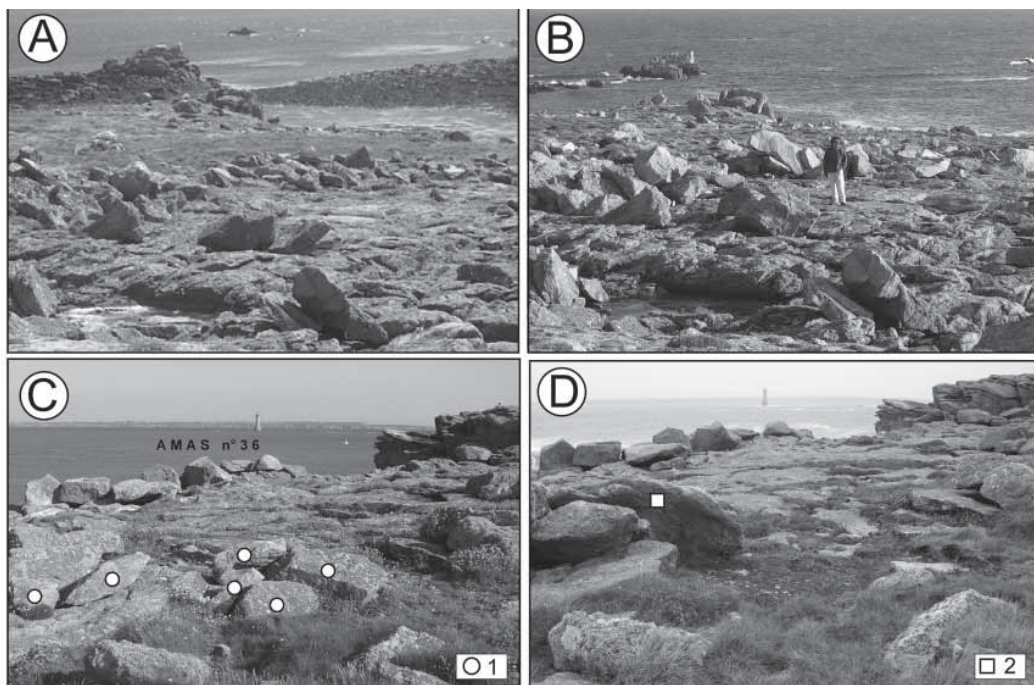


Photo 4 : A : barrages n° 35 et n° 39 au sud de l'île en 2005 ; B : en avril 2008 (B). Noter l'apport de nouveaux blocs ; C et D : modification du barrage n° 39 lors de la tempête du 10 mars 2008 (C) : situation en 2006, (D) : situation en 2008. 1 : blocs enlevés. 2 : blocs apportés (clichés B. Fichaut).

A : ridges #35 and #39 in the south sector in 2005; B: April 2008. Note the deposition of new clasts; C and D: morphological changes of ridge #39 due to the 10th March 2008 storm (C): June 2006, (D): April 2008. 1: removed clasts. 2: deposited clasts.

La série triple du centre de l'île est constituée du rempart n° 28 en première ligne, haut de 2,5 m, et reposant à 15 m en retrait du bord de falaise, puis viennent les amas n° 24 et n° 23 situés en arrière. Le 10 mars, la face exposée de l'amas n° 28 a été peu modifiée. Quelques rares blocs ont été enlevés, d'autres sont venus se déposer au pied du rempart et la crête a gardé la même

topographie qu'avant la tempête (photos 5A et 5B). En arrière par contre, les changements ont été beaucoup plus importants. Les blocs 1 (1,93 tonnes) et 2 (0,42 tonnes), reposant initialement en abri du rempart n° 28 ont été déplacés, alors que les blocs X, X1, X2, dont le premier est sur la face exposée de cette accumulation, n'ont pas bougé (fig. 7C, 8B et 8C). La face avant de l'amas n° 24 situé en seconde ligne, a perdu un certain nombre de blocs de petite taille, et la dalle 4 (7,25 tonnes) a été enlevée au sommet et retournée sur le revers (photo 3D). Dans le même temps, cette accumulation a été engraisée par un apport massif de blocs de toutes tailles que l'on peut voir éparpillés sur la pelouse située en avant (photo 6). Le volume de cette accumulation a donc augmenté. Enfin, sur l'amas n° 23 situé en troisième ligne et pourtant protégé par les deux premiers barrages, un bloc pesant 1,2 tonnes a été arraché et projeté à 5 m de son emplacement initial. Dans tous les cas les blocs ont été déplacés dans la même direction que celle des vagues incidentes (WNW-ESE). Dans ce secteur, le fait que les blocs aient été enlevés sous abri de

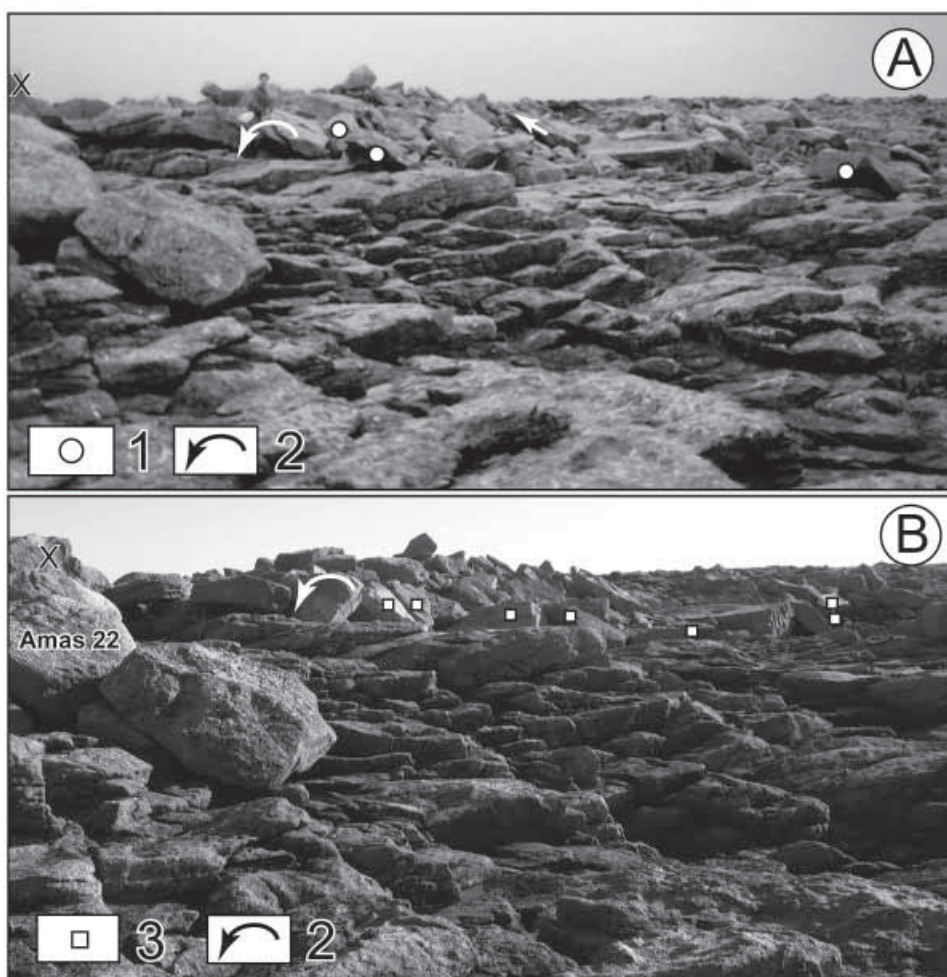


Photo 5 : Modifications morphologiques de la face exposée du barrage 28 entre 1990 et 2008

1 : blocs enlevés le 10 mars 2008. 2 : blocs déplacés le 10 mars 2008. 3 : blocs apportés le 10 mars 2008 (clichés B. Hallégouët : mars 1990, B. Fichaut : avril 2008).

Morphological changes of the exposed face of ridge #28 between 1990 and 2008

1: removed clasts during the storm. 2: displaced clasts during the storm. 3: deposited clasts during the storm.

manière sélective montre qu'ils n'ont pas été emportés par un écoulement laminaire torrentiel. Il est vraisemblable qu'une ou plusieurs masses d'eau issues de déferlement ont été propulsées et ont décollé en haut de falaise avant d'atterrir en arrière de l'amas n° 28 localisé en première ligne. Elles ont ensuite rebondi une première fois en arrachant une dalle au sommet de l'amas n° 24 de seconde ligne, puis une seconde fois sur l'amas n° 23 situé à 55 m de l'apex de la falaise.

Ces deux exemples montrent qu'au cours de cet événement les barrages de première ligne ont été localement épargnés alors que dans le même temps, ceux qui se trouvent en arrière ont été remaniés.

Lors des tempêtes de 1989-1990

Les observations réalisées depuis plusieurs décennies dans le cadre des suivis naturalistes (ornithologie, biologie, etc.), permettent d'affirmer que seuls deux événements réellement morphogènes sont intervenus au cours des cinquante dernières années. Il s'agit des tempêtes de l'hiver 1989-1990 (Fichaut et Hallégouët, 1989), et de celle du 10 mars 2008. Au centre de l'île nous disposons de photos de 1979, 1990, 2005, 2008, qui encadrent ces événements.

Lors des tempêtes de 1989-1990, l'amas n° 28 situé en première ligne a là encore été peu remanié. En effet, comme le montre la photo 5A la plupart des blocs sont couverts de lichens ce qui indique qu'ils n'ont pas été bougés et/ou renversés (ceci n'exclut pas bien sûr que certains blocs aient pu retomber à l'endroit après avoir été déplacés). Sur le revers de l'amas, les blocs X, X1 et X2 sont restés en place (fig. 8A) mais les blocs jonchant la pelouse ont été enlevés et l'amas n° 24 en seconde ligne, a vu sa morphologie complètement bouleversée. Sur ce dernier, nombre de blocs présents antérieurement ont disparu ou ont été remaniés sur place, l'abondance de dalles dépourvues de lichens, et donc déposées à l'envers, atteste de leur arrivée récente (photo 6A). Parallèlement, son volume a fortement augmenté (fig. 8). Enfin, l'amas n° 23 situé en troisième ligne, est entièrement constitué de blocs retournés ce qui semble indiquer qu'il a été mis en place lors de cet événement.

Comme pour la tempête du mois de mars 2008, les observations faites sur celles de l'hiver 1989-1990 montrent que là où les accumulations sont disposées en séries parallèles, les barrages de première ligne ont été peu affectés. Dans le même temps, les remaniements morphologiques et volumiques ont été très importants en deuxième ligne et localement, comme au centre de l'île, une troisième série s'est mise en place. Ces observations permettent de proposer un modèle spatio-chronologique de la mise en place des amas et de leur agencement sur l'île de Banneg.

Modèle spatio-chronologique de la mise en place des amas

Le modèle que nous proposons repose sur une analyse menée en deux temps. Elle porte tout d'abord sur le secteur centre de l'île où nous disposons des données les plus précises. Ensuite le modèle est étendu au reste de l'île.

Au centre de l'île les amas et barrages forment un volume de 560 m³ (Fichaut et Suanez, 2008) À cela il faut rajouter les blocs erratiques déposés sur les pelouses à l'intérieur de l'île et ceux qui forment une accumulation de plusieurs centaines de mètres cubes au débouché de la gorge. Tout ce matériel lithique provient de prélèvements répétés aux dépens de la falaise, sur un linéaire de 80 m, et presque exclusivement au sommet de l'abrupt. La mise en place de ces dépôts s'inscrit dans une évolution dont le premier stade est marqué par un escarpement de falaise plus verticale qu'aujourd'hui, son sommet était alors plus haut et plus avancé vers le large. Dans un premier temps l'érosion a créé et engraisé l'amas n° 28 qui initialement était plus éloigné du bord de la falaise qu'il ne l'est actuellement (fig. 9A). Par la suite, le recul, cantonné à la partie haute de l'escarpement de falaise, a induit une diminution progressive de sa pente générale. Dans ce contexte, le jet de rive des vagues les plus hautes est propulsé à l'oblique sur la face de la falaise, où il continue d'enlever du matériel. Il décolle à la rupture de pente sommitale, et laisse tomber une partie des blocs sur la face exposée du premier barrage qu'il franchit en volute. Les principaux remaniements interviennent en arrière là où retombe la masse d'eau. Au niveau de la zone

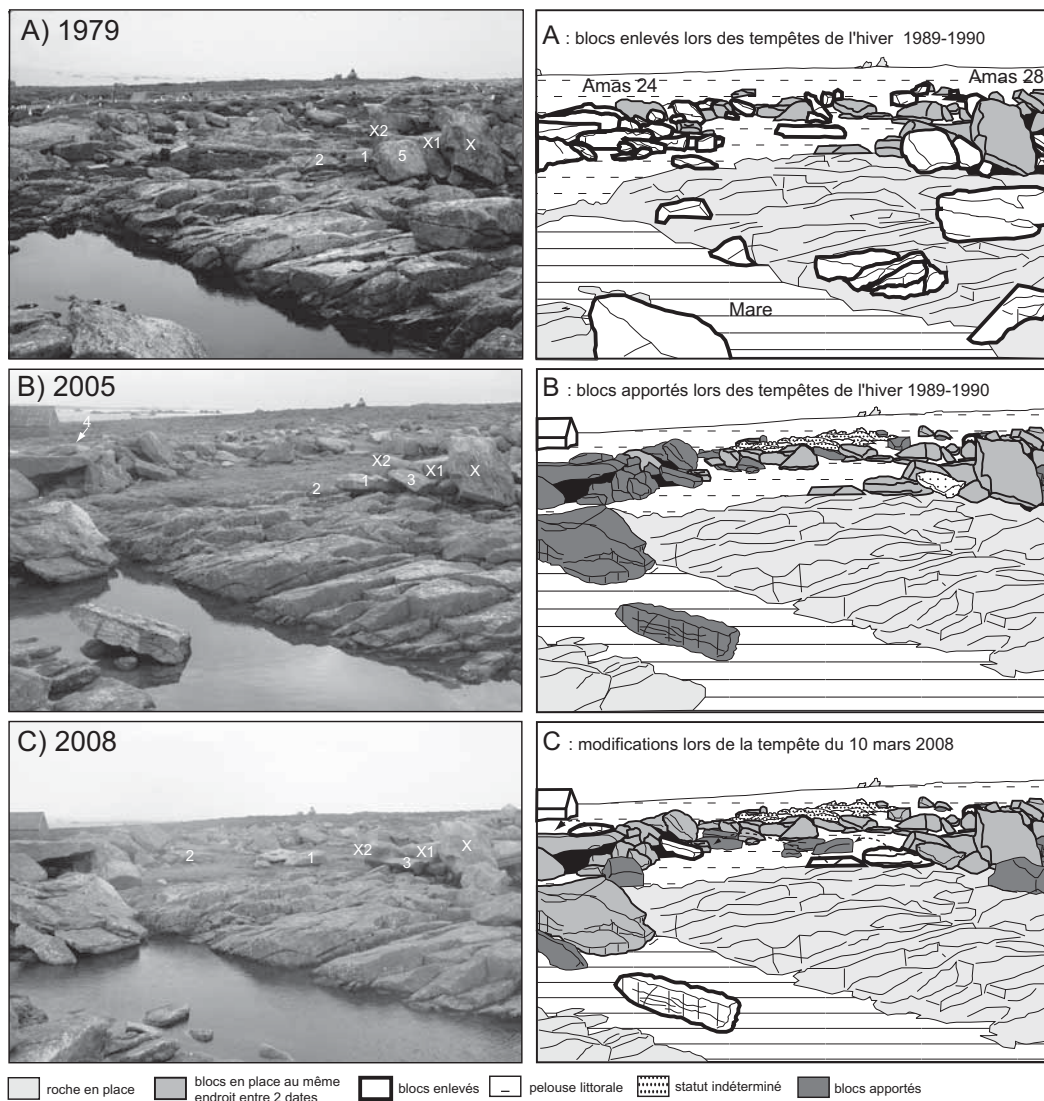
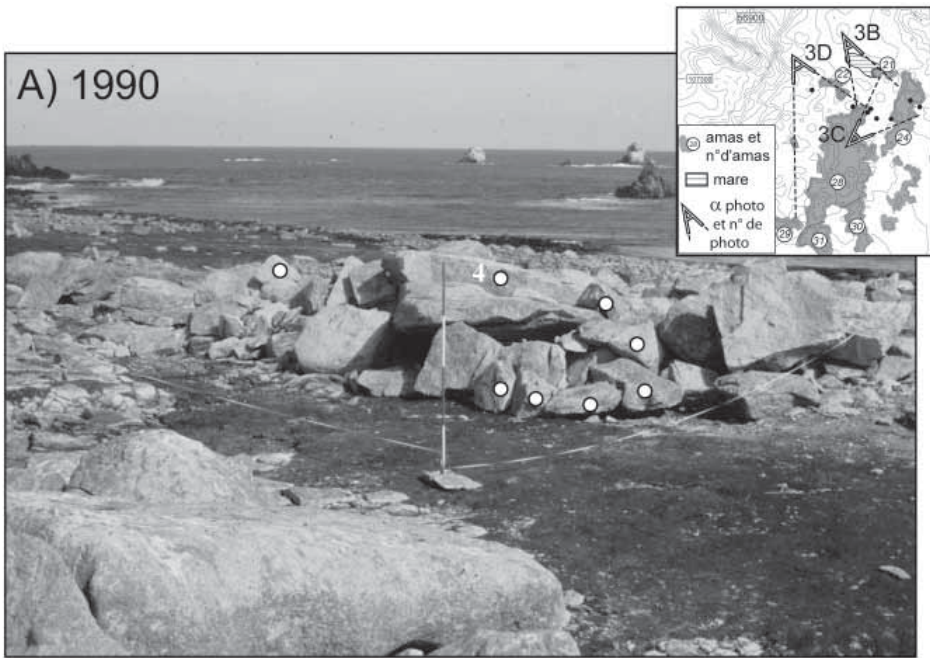


Figure 8 : Évolution de la morphologie de la face abritée du barrage n° 28, et de la face exposée du barrage n° 24 au centre de Banneg, entre 1979 et avril 2008 (clichés B. Hallégouët, juin 1979, B. Fichaut, octobre 2005, avril 2008) *Morphological changes of the lee side of the ridge #28 and of the exposed face of the ridge #24 in the centre sector of Banneg, between 1979 and 2008*

de rebond, un second barrage se met en place (fig. 9B). Le fait que la pente de l'escarpement de falaise ne cesse de diminuer implique qu'à terme, de plus en plus de vagues franchissent le premier barrage. Ceci explique l'importance des remaniements et l'augmentation du volume de l'amas n° 24 en seconde ligne, ainsi que la construction et l'évolution de l'amas n° 23 en troisième ligne, fruit d'un deuxième rebond de la masse d'eau (fig. 9C).

En divers points de l'île, la disposition et la morphologie des amas reflètent les différents stades de cette évolution progressive. Le stade initial existe dans le secteur centre sud 2 (fig. 7D). À cet endroit la falaise a une pente toujours supérieure à 50 %. Son sommet dépasse partout 11,5 m



- Bloc enlevé le 10 mars 2008
- Bloc apporté le 10 mars 2008
- ↗ Bloc déplacé le 10 mars 2008

Photo 6 : Modifications de la morphologie de la face exposée du barrage n° 24 entre 1990 et 2008 (clichés B. Hallégouët : mars 1990, B. Fichaut : avril 2008)

Morphological changes of the exposed face of the ridge #24 between 1990 and 2008

NGF et atteint localement 14 m. En retrait les amas constituent une rangée unique en forme de chapelet (amas n° 32 à n° 48). Ils sont peu volumineux et proches de la falaise là où elle est la plus haute (amas n° 48), ils sont par contre plus éloignés et plus massifs lorsque son altitude est plus basse (amas n° 32).

La disposition en double barrage au sud de l'île constitue l'étape suivante. Nous l'avons précédemment décrite au niveau des amas n° 36 et n° 39 qui sont situés en retrait d'une falaise haute de 9 m et dont la pente est comprise entre 30 et 40 %. Lors de la tempête du 10 mars 2008 l'amas n° 36 situé en première ligne n'a enregistré aucune modification morphologique alors que l'amas n° 39 a été fortement remanié. Une partie des blocs qui y ont été prélevés se sont accumulés en arrière où ils forment une ébauche de troisième ligne.

La disposition en triple barrage que nous avons décrite au centre de l'île constitue le dernier stade de ce modèle. Elle existe aussi au centre sud 1. Dans ce secteur, la pente de la falaise est du même ordre qu'au centre (30 à 40 %) mais l'escarpement est plus haut (11 m). Le 10 mars seuls quelques blocs ont été déplacés dans ce dernier ensemble.

Enfin, quelle que soit la disposition en double ou triple barrage, un stade encore plus évolué peut s'observer comme à l'extrême sud de l'île (amas n° 38 et n° 39). En effet à cet endroit, en particulier au niveau de l'amas n° 38 (fig. 7E) la pente de la falaise très régulière n'est plus que de 30 % et se raccorde par une rupture de pente à peine perceptible au versant situé en arrière. L'amas n° 38 qui constituait la première ligne a été totalement détruit le 10 mars et les blocs enlevés sont venus alimenter l'amas n° 39 situé en arrière, ou sont carrément passés par-dessus. On peut donc penser qu'à terme, les barrages situés en première ligne sont destinés à être détruits au profit d'amas situés plus en retrait (fig. 9C).

Discussion et conclusion

Le travail d'analyse quantitative réalisé dans le cadre de cette étude vient confirmer les observations essentiellement qualitatives, qui avaient été faites par B. Fichaut et B. Hallégouët (1989) après les tempêtes de l'hiver 1989-1990. Il permet également d'améliorer la connaissance des processus morphodynamiques de mise en place et d'évolution des amas de blocs cyclopéens. Il convient tout d'abord de préciser que malgré les fortes conditions météorologiques enregistrées le 10 mars 2008, cette tempête n'a pas été aussi virulente que celles de l'hiver 1989-1990. Cela tient au fait que la houle était moins importante lorsque l'on compare les hauteurs maximales atteintes le 10 mars en milieu d'après-midi (de 18 à 18,20 m, cf. j.-M. Cariotet *et al.*, ce volume) à celles enregistrées durant les tempêtes de 1989-1990 (> 20 m) (Fichaut et Suanez, 2008). Le caractère exceptionnel de cet épisode s'explique avant tout par la conjonction de ces fortes houles et d'une marée de vive-eau de coefficient 106. Pour autant, les impacts morphogéniques de cette tempête auront été similaires à ceux observés 20 ans plus tôt.

D'un point de vue morphodynamique, l'analyse des processus d'arrachement de blocs a montré le rôle important joué par les conditions lithostructurales. Cet élément prépare et facilite le débitage des dalles là où le réseau de diaclases est particulièrement dense, c'est-à-dire, dans la partie sommitale des falaises. Il est important de souligner que le rôle du diaclasage de la roche dans les processus d'arrachement des blocs n'est pas propre aux granites, il prévaut également dans les calcaires, les ignimbrites et les basaltes (Noormets *et al.*, 2002, 2004; Jones et Hunter, 1992; Hall *et al.*, 2008; Étienne et Paris, 2009). Ce paramètre intervient également dans le dessin du linéaire côtier car il commande les vitesses de recul de la falaise, et dans la morphologie des accumulations de blocs. Ainsi, les rentrants sont caractérisés par une fracturation très dense de la roche qui fragilise l'escarpement de falaise à un niveau beaucoup plus bas que sur les saillants. Le recul est alors plus important, et s'accompagne d'une production plus abondante de blocs; c'est donc à l'arrière de ces secteurs que l'on trouve les amas cyclopéens les plus volumineux. À l'inverse, les saillants correspondent à des zones où les diaclases forment un réseau orthogonal beaucoup plus lâche, conférant à la roche qui les constitue une résistance plus importante à l'érosion marine.

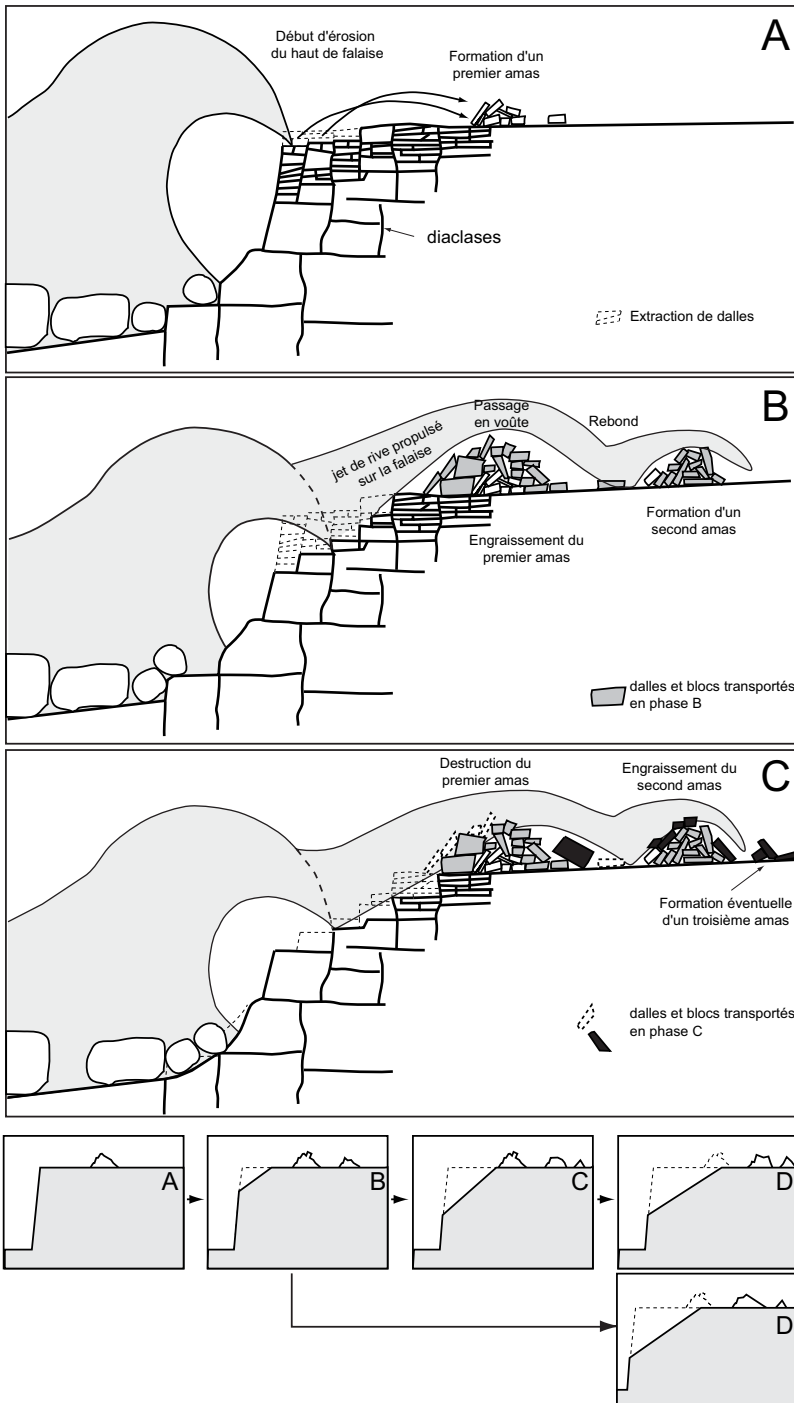


Figure 9 : Schéma de l'évolution spatio-chronologique des amas et barrages cyclopéens sur l'île de Banneg
Spatio-chronological scheme of evolution of CTSDs on Banneg Island

Dans ces secteurs, les accumulations de blocs (lorsqu'il y en a) sont très réduites. Les conditions lithostratigraphiques interviennent enfin dans les processus d'érosion et dans la morphologie de l'escarpement de falaise. Le recul étant plus rapide au sommet qu'à la base de la falaise, il se traduit par une diminution de la verticalité de l'escarpement marqué alors par une pente atteignant au maximum 30 %. Comme nous l'avons souligné, cette évolution va à l'encontre des schémas classiques décrivant le recul des falaises.

Enfin, cette étude a permis de confirmer le rôle important des tempêtes océaniques dans la mise en place et l'évolution des accumulations de blocs cyclopéens. Elle corrobore ainsi les observations faites en Irlande, sur les îles d'Aran (William *et al.*, 2004; Hall *et al.*, 2006), sur les îles des archipels de l'Écosse (Orkney et Shetland Islands) (Hall *et al.*, 2006; Hall *et al.*, 2008; Hansom et Hall, 2009), et sur la péninsule de Reykjanes en Islande (Étienne et Paris, 2009), montrant que l'origine de ces dépôts ne pouvait être attribuée qu'à des événements météomarins extrêmes de type tempêtes ou ouragans, et non à des tsunamis. Le modèle spatio-chronologique que nous proposons permet également de mieux comprendre les dynamiques de mise en place des barres multiples qui dans la plupart des cas, interrogent sur l'action de processus diachroniques ou synchrones (Nott, 2000). Comme nous l'avons montré, les doubles ou triples séries d'amas se construisent suivant des stades successifs décrivant les dynamiques d'arrachage, de transport et de dépôt des blocs cyclopéens. Ces dispositions originales trouvent donc leur origine dans des processus polygéniques et diachrones. Elles sont également le résultat de la relation entre les phénomènes hydrodynamiques, notamment l'action des masses d'eau générée par le déferlement, et la morphologie (recul de la falaise).

Bibliographie

- ATWATER B. F., 1992. Geological evidence for earthquakes during the past 2000 years along the Copalis River, southern coastal Washington. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, n° B2, p. 1901-1919.
- ATWATER B. F., MOORE A. L., 1992. A tsunami about 1000 years ago in Puget Sound, Washington, *Science*, n° 258, p. 1614-1617.
- BRYANT E.A., YOUNG R. W., PRICE D. M., 1992. Evidence of tsunami sedimentation on the southeastern coast of Australia, *The Journal of Geology*, vol. 100, p. 753-765.
- CARIOLET J.-M., COSTA S., CASPAR R., ARDHUIN F., MAGNE R., GOASGUEN G. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche, *Noroi*, ce volume.
- ETIENNE S., PARIS R., 2009. Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland), *Geomorphology*, vol. 114, n° 1/2, p. 55-70.
- FICHAUT B., HALLÉGOUËT B., 1989. Banneg : une île dans la tempête, *Penn ar Bed*, n° 135, p. 36-43.
- FICHAUT B., SUANEZ S., 2007. Les amas cyclopéens de Banneg, *Penn ar Bed*, n° 199/200, p. 13-24.
- , 2008. Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère) : accumulations supratidales de forte énergie, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, n° 1, p. 15-32.
- GOFF J., CHARGUÉ-GOFF C., NICHOL S., 2001. Paleotsunami deposits: a New Zealand perspective, *Sedimentary Geology*, vol. 143, n° 1/2, p. 1-6.
- HALL A. M., HANSOM J. D., WILLIAMS D. M., JARVIS J., 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland, *Marine Geology*, vol. 232, n° 3/4, p. 131-155.
- HALL A. M., HANSOM J. D., JARVIS J., 2008. Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The Grind of the Navir, Shetland, Scotland, *Marine Geology*, vol. 248, n° 1/2, p. 28-46.
- HANSOM J. D., BARLTROP N. D. P., HALL A.M. 2008. Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves, *Marine Geology*, vol. 253, n° 1/2, p. 36-50.
- HANSOM J. D., HALL A. M., 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: a chronology from cliff-top storm deposits, *Quaternary International*, vol. 195, n° 1/2, p. 42-52.

- HALLÉGOUËT B., 1982. Géomorphologie de l'archipel de Molène, *Penn ar Bed*, n° 110, p. 83-97.
- , 1984. Contribution à l'étude morphologique de l'archipel de Molène (Finistère), *Etudes géographiques sur la Bretagne et questions diverses*. Actes du 107^e Congrès National des Sociétés Savantes, Brest 1982, Secteur de Géographie, Paris, CTHS, p. 61-77.
- JONES B., HUNTER I. G., 1992. Very large boulders on the coast of Grand Cayman: the effects of giant waves on rocky coastlines, *Journal of Coastal Research*, vol. 8, n° 4, p. 763-774.
- MAOUCHE S., MORHANGE C., MEGHRAOUI M., 2009. Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean, *Marine Geology*, vol. 262, n° 1/4 p. 96-104.
- MASE H., 1989. Randomwave runup height on gentle slopes, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, vol. 115, n° 5, p. 649-661.
- MASTRONUZZI G., SANSÒ P., 2004. Large boulder accumulation by extreme waves along Adriatic coast of southern Apulia (Italy), *Quaternary International*, vol. 120, n° 1, p. 173-184.
- MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P., 2006. Boulder fields: a valuable morphological indicator of paleotsunami in the Mediterranean Sea, *Zeitschrift für Geomorphologie. N. F.*, n° Suppl. 146, p. 173-194.
- MASTRONUZZI G., PIGNATELLI C., SANSÒ P., SELLERI G., 2007. Boulder accumulations produced by the 20th February 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento (Apulia region, Italy), *Marine Geology*, vol. 242, n° 1, p. 191-205.
- NICHOL S. L., LIAN O. B., CARTER C. H., 2003. Sheet-gravel evidence for a late Holocene tsunami run-up on beach dunes, Great Barrier Island, New Zealand, *Sedimentary Geology*, vol. 155, n° 1/2, p. 129-145.
- NOORMETS R., FELTON E. A., CROOK K. A. W., 2002. Sedimentology of rocky shorelines: 2. Shoreline clasts on the north of Oahu, Hawaii – origins and history, *Sedimentary Geology*, vol. 150, n° 1/2, p. 31-45.
- NOORMETS R., CROOK K. A. W., FELTON E. A., 2004. Sedimentology of rocky shorelines: 3. Hydrodynamics of clast emplacement and transport on a shore platform, Oahu, Hawaii, *Sedimentary Geology*, vol. 172, n° 1/2, p. 41-65.
- NOTT J., 2000. Records of prehistoric tsunamis from boulder deposits – evidence from Australia, *Science of Tsunami Hazards*, vol. 18, n° 1, p. 3-14.
- PINEGINA T. K., BOURGEOIS J., 2001. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, n° 1, p. 177-185.
- SCICCHITANO G., MONACO C., TORTORICI L. 2007. Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily, *Marine Geology*, vol. 238, n° 1/4, p. 75-91.
- 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*, vol. 220, n° 1/2, p. 12-28.
- VOTT A., BRUCKNER H., MAY S. M., LANG., HERD R., BROCKMULLER S., 2008. Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. *Quaternary International*, vol. 181, n° 1, p. 105-122.
- WILLIAMS D. M., HALL, A. M., 2004. Cliff-top megaclasts deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic-storms or tsunamis?, *Marine Geology*, vol. 206, n° 1/4, p. 101-107.
- YOUNG R. W., BRYANT E. A., PRICE D. M., 1996. Catastrophic wave (tsunami?) transport of boulders in southern New South Wales, Australia, *Zeitschrift für Geomorphologie. N. F.*, n° 40, p. 191-207.

Remerciements

Nous tenons à remercier la DIREN Bretagne qui a financé ce travail. Un grand merci à J-Y. Le Gall et D. Bourlès, gardes-animateurs de la Réserve Naturelle d'Iroise (Bretagne Vivante-SEPNB), pour leur aide précieuse en matière de logistique. Nous remercions enfin toutes les personnes qui ont aimablement accepté de nous fournir les données hydrodynamiques nécessaires à la réalisation de cette étude, F. Adhuin et R. Magne du SHOM (Brest) pour les enregistrements de houle, G. Wöppelmann de l'université de La Rochelle pour la mise à disposition des données marégraphiques via la base de données SONEL.