

Article

« Héritages glaciels sur les côtes du massif Armoricaïn, France »

Bernard Hallégouët et Brigitte Van Vliet-Lanoë

Géographie physique et Quaternaire, vol. 43, n° 2, 1989, p. 223-232.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032771ar>

DOI: 10.7202/032771ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

Essai

HÉRITAGES GLACIELS SUR LES CÔTES DU MASSIF ARMORICAIN, FRANCE

Bernard HALLÉGOUËT et Brigitte VAN VLIET-LANOË, Laboratoire de géographie de la mer et des littoraux, Université de Bretagne occidentale, B.P. 814, 29285 Brest, France et E.R. 27 du CNRS; et Centre de géomorphologie du CNRS, rue des Tilleuls, 14000 Caen, France.

RÉSUMÉ La présence de blocs erratiques a fréquemment été observée sur les fonds de la Manche et sur les côtes du massif Armoricain. Leur répartition et leur nature pétrographique permet de leur attribuer une origine glacielle, avec des déplacements locaux, régionaux ou lointains (basaltes) par des glaces de rivière, des glaces marines ou encore des icebergs. Les dérives sont commandées par les vents dominants assistés par les courants de marées. Un épisode littoral glacial a pu être reconnu dans les formations littorales contemporaines d'une brève transgression lors de la fin du dernier interglaciaire; il est associé à un faciès sédimentaire d'estran comparable à ce qui peut être observé actuellement en milieux à couverture glacielle saisonnière. Cette dynamique littorale a pu exister à maintes reprises au cours du Quaternaire sur les côtes de la Manche. Elle pourrait peut-être expliquer une part du façonnement des plates-formes littorales qui bordent cette région.

ABSTRACT *Relict ice rafting along the shores of the Massif Armorican, France.* Occurrence of erratic boulders on the floor of the English Channel and along the shorelines of the Massif Armorican is a common feature. The distribution and the lithology of these erratics suggest ice rafting as the main transport mechanism and dispersion from local, regional and far away (basalt) sources areas. They were transported either by river ice, sea ice or icebergs. Drifting direction was controlled by prevailing winds assisted by tidal currents. One episode of shore rafting has been identified in shore formations and associated to a short transgression close to the end of the last interglacial. The observed relict sedimentary facies is comparable to modern shore environments influenced by seasonal ice processes. Sea ice action on shore dynamics is believed to have taken place repeatedly during the Pleistocene along the coast of the English Channel. It could partly be responsible for the shaping of the shore platforms in the area.

INTRODUCTION

Dans les régions tempérées à hiver froid et dans les régions subarctiques, la dynamique glacielle joue un rôle non négligeable dans l'évolution littorale (Dionne, 1970). Aussi, peut-on se demander quelle a été son action le long des littoraux de l'Europe occidentale au début des périodes froides et durant les glaciations.

Les premiers héritages reconnus ont été les blocs erratiques présents au-delà de la limite méridionale des glaciers, en milieu littoral, ainsi que dans les terrasses des grands fleuves européens (Briquet, 1925). Ils ont été observés très tôt sur les côtes du Pas-de-Calais (Dubois, 1923) et de la Manche (Hue, 1926; Dangeard, 1928). Une origine fluviatile glacielle leur a d'ailleurs été attribuée par Briquet dès 1925. Plus au sud, au sein des alluvions des rivières bretonnes, les blocs démesurés furent d'abord signalés par Cailleux (1951) et Guilcher *et al.* (1961). Ces blocs, manifestement transportés par des radeaux de glace lors des débâcles printanières ont été identifiés jusque dans les estuaires échantonnant le littoral breton (Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977; Hallégouët *et al.*, 1980), alors qu'ils étaient autrefois considérés comme marins (Guilcher, 1948). Ils ont pu par la suite être réincorporés

dans des cordons littoraux lors des dernières transgressions, comme c'est le cas à la pointe de Gâvres (rade de Lorient).

Au sud de la Bretagne, sur la plate-forme littorale, des témoins de terrasses alluviales sont conservés dans des vallées actuellement submergées, apparemment jusqu'à 140 m de profondeur. Les blocs sont également nombreux le long de paléo-cordons littoraux détectés vers cette même profondeur, «comme s'ils s'étaient échoués à la côte après avoir été repris par la dérive littorale lors d'un épisode régressif», attribué à la dernière glaciation (Pinot, 1974). Cependant, certaines de ces roches, ramenées dans les filets de pêcheurs, sont inconnues en affleurement dans le massif Armoricain (syénites, vieux grès rouges, calcaires primaires, etc.) et pourraient éventuellement résulter de délestages de glaces de mer ou d'icebergs (Vanney et Dangeard, 1976) identiques à ceux observés en Arctique (Ovenshine, 1970). Une situation similaire existe en Manche occidentale. Ces blocs proviendraient d'autres provinces européennes, d'une part, et de contrées extra-européennes, d'autre part. S'il est difficile d'attribuer une position chronologique précise à la dynamique glacielle contemporaine de ces blocs dépourvus de tout contexte stratigraphique, il reste néanmoins possible de déduire, à partir de leur répartition spatiale, des informations dynamiques. La conjugaison des vents dominants avec un des courants de marée s'est avérée généralement suffisante pour expliquer les dérives observées.

En plus de ces traits déjà reconnus, nous avons pu mettre en évidence sur les côtes du massif Armoricaïn un certain nombre de traits morphologiques incompatibles avec la dynamique littorale actuelle (fig. 1): 1° déchaussement de grandes dalles en milieu abrité; 2° faciès d'estrans vaseux à alignement de blocs surdimensionnés tronquant aussi bien un platier rocheux que des sédiments non consolidés; 3° «nids» d'erratiques, etc. Tous ces traits présentent une similitude certaine avec la dynamique littorale glacielle. Dans le massif Armoricaïn, à la différence des erratiques isolés, les observations s'effectuent dans un contexte chronostratigraphique décryptable. Une séquence de paléosols permet de situer les événements les plus récents; par contre les événements plus anciens sont en cours de datation par le biais de la thermoluminescence de sables dunaires associés ou intercalés dans les séquences.

La combinaison de ces deux approches (dynamique et stratigraphique) du paléoglaciel européen pourrait peut-être permettre la compréhension partielle du façonnement de la plate-forme continentale ouest-européenne.

LES ERRATIQUES DU LITTORAL ARMORICAÏN ET LEUR DYNAMIQUE

A) LES BLOCS D'ORIGINE RÉGIONALE

Plusieurs cas significatifs d'erratiques peuvent être signalés dans le golfe normand-breton.

Vers le fond assez abrité de la baie de Saint-Brieuc, sur la grève de l'Hostellerie, à Hillion, on remarque la présence

d'un alignement de «boules» résultant de l'altération d'une dolérite (fig. 2 et 3), à plus de 500 m au sud du filon le plus proche et de blocs émoussés de gneiss qui proviendraient des falaises du secteur de Dahouët, plus de 5 km au nord. Plus à l'est, vers le nord du Cotentin, une boule, évaluée à 1 tonne, observable sur l'estran de la partie septentrionale de l'anse de Vauville (Cotentin) provient du granite porphyroïde à enclave de Flamanville, affleurant à 10 km plus au sud (fig. 4).

En Manche orientale, sur la côte du Calvados, ainsi qu'en baie de Seine, plusieurs blocs démesurés d'origine armoricaïne ont été également signalés (Velain, 1886; Elhai, 1963; Guyader, 1977; Clet *et al.*, 1987). Hue (1926) signale même la présence dans la région de Luc-sur-Mer de roches en provenance des îles anglo-normandes. Les directions de transit, ainsi mises en évidence, sont cohérentes avec celles proposées par Hue (1926) et Dangeard (1928).

En Bretagne occidentale, sur la côte nord du Léon, quelques dalles de gneiss s'observent au beau milieu des chaos granitiques de la presqu'île de Kerlouan. Ils ne peuvent provenir que du fond de la baie de Goulven (fig. 5). Plus à l'ouest, dans l'archipel de Molène, des boules issues de l'altération du massif granitique formant l'île de Balanec sont éparpillées sur les platiers des Lédénès de Molène et encore plus au sud dans la partie orientale de l'île de Triélen (Hallégouët, 1984). En baie d'Audierne, de tels blocs sont aussi observables: leur origine est à rechercher dans les falaises du cap Sizun. De plus, certains des erratiques de l'archipel de Molène ne correspondent pas aux faciès pétrographiques régionaux.

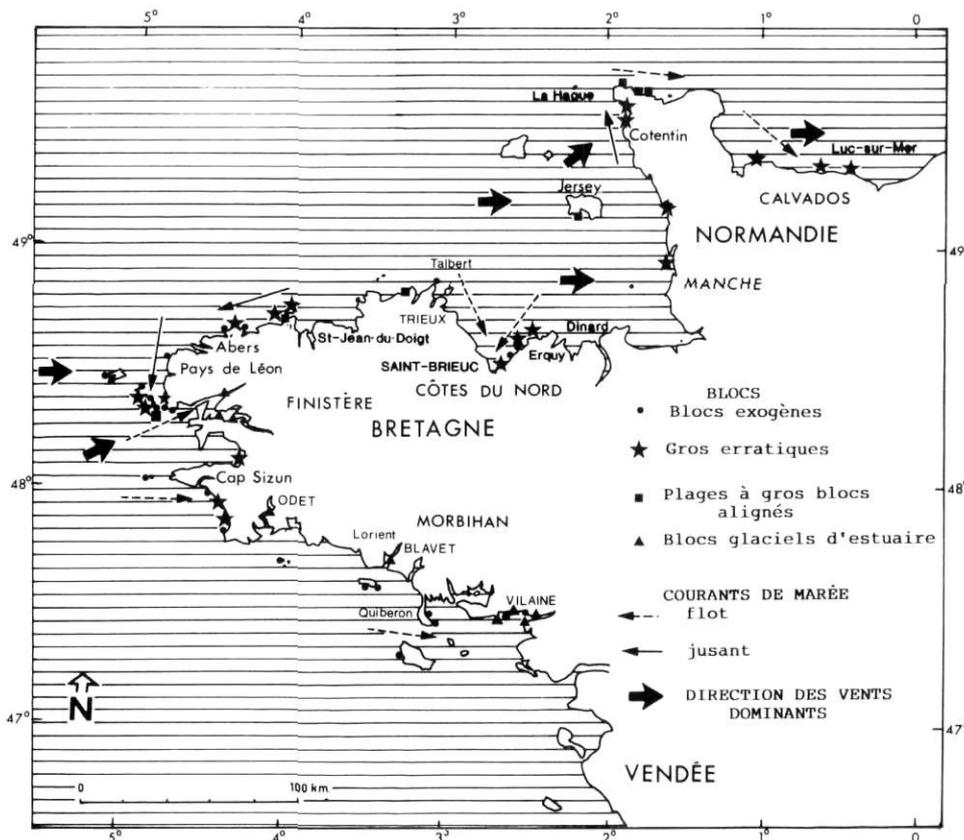
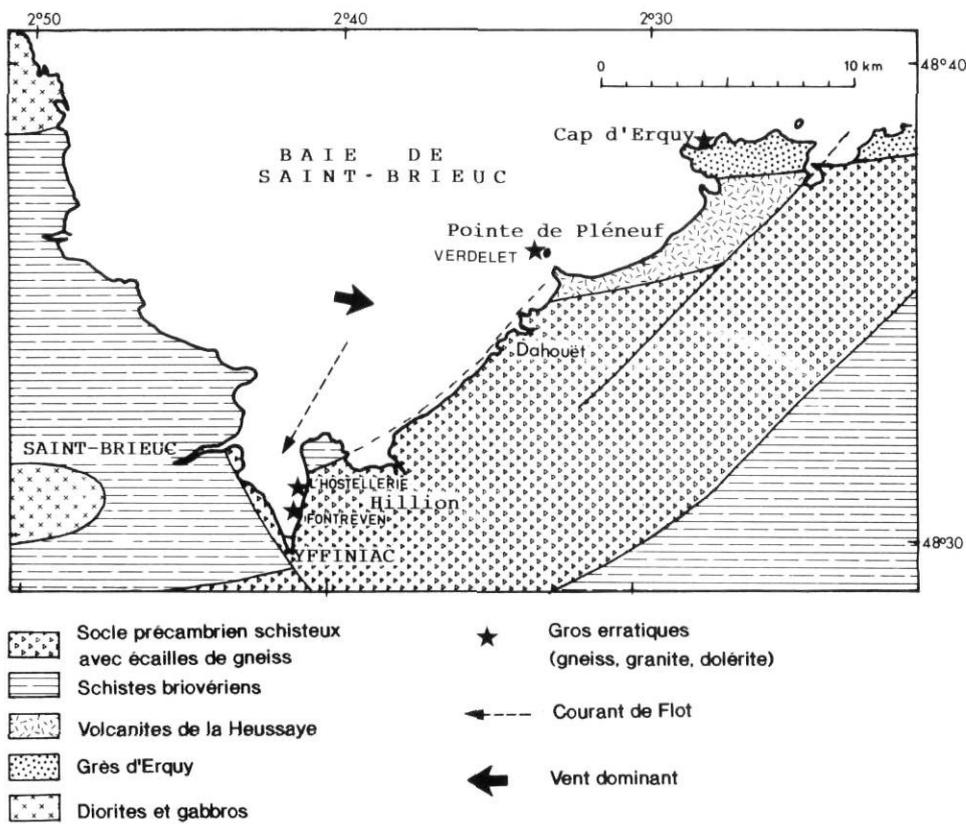


FIGURE 1. Massif Armoricaïn: carte générale de localisation des sites à blocs glaciels.

Massif Armoricaïn: general location map of the sites with ice rafted boulders.

FIGURE 2. Les gros blocs erratiques de la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc (nord de la Bretagne)

Erratic boulders of the eastern coast of the Baie de Saint-Brieuc (northern Bretagne).



B) BLOCS D'ORIGINE LOINTAINE

Les sources possibles de galets allochtones n'expliquent pas cependant la présence de certaines roches comme les basaltes à olivine, d'abord signalés à la pointe de Pern à Ouessant (Didier et Jonin, 1966), puis dans l'archipel de Molène (Brousse *et al.*, 1972), ainsi que sur les côtes occidentales et méridionales de la Bretagne (Hallégouët, 1984).

Les blocs basaltiques associés à d'autres roches volcaniques forment parfois des concentrations importantes, comme à Triélen (archipel de Molène) ou dans la crique d'Ar Vaéré, près de la pointe Saint-Mathieu (fig. 6). Mais en général, il ne s'agit que de trouvailles isolées dont la dispersion sur toute la façade atlantique de la Bretagne infirme l'hypothèse de délestages et de naufrages, qui avait été retenue à l'origine. Récemment, la datation par la méthode du potassium/argon, de plusieurs galets de basalte à olivine de Pern, de Triélen et de Vaéré, a fourni des âges compris entre 1 et 3,6 Ma (Bellon *et al.*, 1988). Il ne peut donc s'agir que de produits émis par des édifices volcaniques récents. On est ainsi conduit à éliminer un certain nombre de provinces d'approvisionnement, en particulier celles de la façade atlantique de l'Europe. Sur la plate-forme précontinentale, devant les côtes armoricaines et britanniques, aucun édifice volcanique immergé de cet âge n'est connu jusqu'à présent. Par contre, la crête médio-atlantique a fourni des émissions basaltiques importantes durant cette période. On constate aussi que les roches volcaniques du sud de l'Islande présentent de grandes analogies d'âge et de pétrographie avec les galets de la côte ouest du Léon. Ces galets ont pu être délestés par les icebergs



FIGURE 3. Alignement de blocs glaciais sur la grève de l'Hostellerie, à Hillion (Côtes-du-Nord, Bretagne).

Row of ice rafted boulders on the shore of l'Hostellerie at Hillion (northern Bretagne).

des calottes glaciaires islandaises à l'Holocène, ou lors du dernier épisode glaciaire, par la calotte flottante nord-atlantique proposée par Denton et Hughes (1981). Ces icebergs ont sans doute d'abord été entraînés vers la côte est du Groenland, puis repris par la suite par le courant de l'Atlantique Nord, dont les caractéristiques hivernales favorisent leur dérive vers le continent européen (fig. 7). La présence à Vaéré de gros blocs émoussés de syénites s'apparentant à des roches du Bouclier canadien semble conforter cette hypothèse. Des datations sont en cours pour la vérifier. Une dérive de glaces

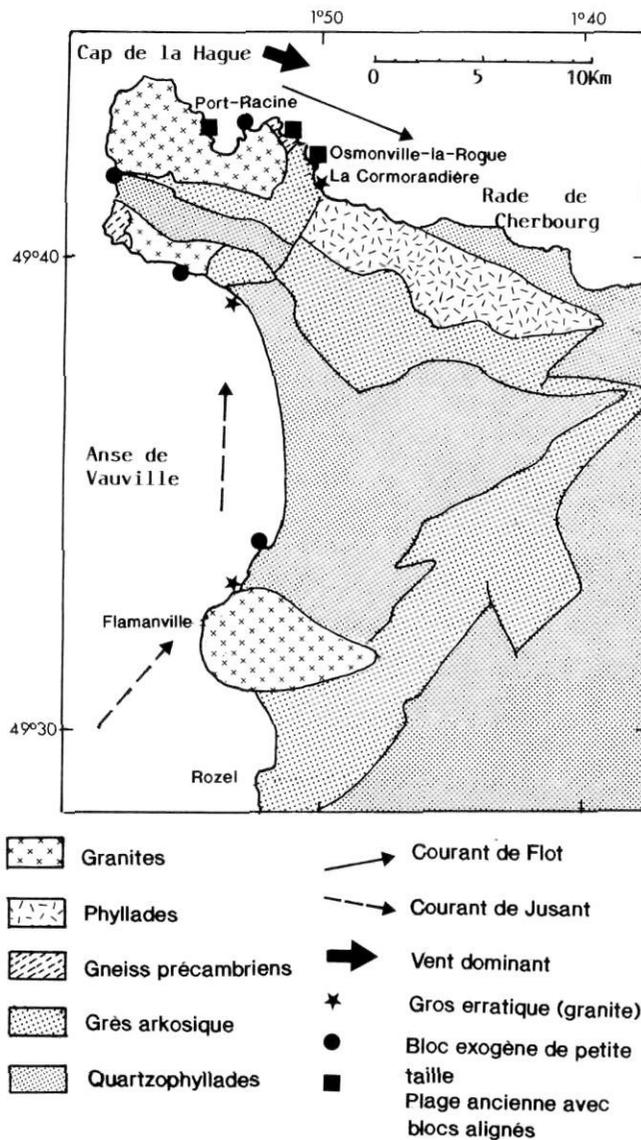


FIGURE 4. Les gros blocs erratiques du nord-ouest du Cotentin (Normandie).

Erratic boulders along the northwestern coast of Cotentin (Normandie).

islandaises, directement poussées vers les rivages européens par les vents dominants de secteur ouest, serait également envisageable en fin d'été et au début de l'automne: le vèlage des glaciers est maximal à cette époque de l'année. Mais il n'est pas non plus exclu qu'un relèvement temporaire du niveau marin comme cela semble s'être produit à la fin du dernier interglaciaire (Shackelton, 1985) puisse déstabiliser une calotte flottante, comme cela vient de se passer au printemps 1988 en Antarctique, et permettre un échouage massif caractérisé par un cortège pétrographique déterminé. Une prospection des rivages du sud-ouest de l'Angleterre et de l'Irlande devrait permettre de retrouver les mêmes types de roches d'origine médio-atlantique et américaine. De plus, la concentration en blocs erratiques relevée par Dangeard (1928, p. 165) sur la plate-forme littorale de la Manche occidentale

semble très bien correspondre à cette aire hypothétique d'échouage d'icebergs.

Quelques gros erratiques, comme sur la côte sud de Quéménès dans l'archipel de Molène, ne correspondent pas à des affleurements reconnus de la partie immergée du massif Armoricaire et pourraient provenir d'ailleurs, comme les blocs allochtones observés sur les rivages septentrionaux de la Manche. L'origine de l'erratique géant de Porthleven sur la côte sud du Cornwall a été discutée; pour certains (Coque-Delhuille et Veyret, 1984), il s'agit d'une origine glaciaire. Par contre, à défaut de preuves concrètes de traces d'englacement laissées par un glacier provenant de la mer d'Irlande (Kellaway *et al.*, 1975), sur la côte occidentale du Léon, une origine glacielle semble devoir être retenue pour la mise en place de blocs démesurés sur les estrans de l'archipel de Molène, bien que l'un n'exclut pas l'autre, comme c'est le cas actuellement sur les côtes du Saint-Laurent (Dionne, 1987).

C) CORDONS À GALETS ALLOCHTONES

Beaucoup de paléofonnations littorales sont caractérisées par une grande diversité pétrographique, attribuée par Barrois (1877) à des apports par glaces flottantes. Ces apports proviennent soit d'affleurements sous-marins, raclés lors des transgressions successives du Pléistocène, soit d'épandages fluviaux ou fluvioglaciers anciens, actuellement immergés, comme ceux de l'Oligocène inférieur en aval de l'Aber Ildut (Hallégouët *et al.*, 1980), soit enfin d'apports glaciels de rivières. Ainsi, des éléments pris en charge à la base des glaces de rivière (Van Vliet, 1970), ont pu à la suite des crues printanières s'intégrer au matériel des cordons littoraux frangeant nos régions. Ce phénomène, encore actif certains hivers, est facilité par la salinité et la température plus élevées de l'eau de mer; il aboutit à un délestage abondant en zone estuarienne et au remaniement du matériel. Le regroupement des erratiques en «nids» (Guyader, 1977) plaide pour cette interprétation.

D) INFLUENCE DES COURANTS DE MARÉE ET DU VENT SUR LES TRANSITS

Les vents d'ouest dominants ont certainement joué un rôle majeur dans l'acheminement des glaces à travers l'Atlantique en conjuguant leur action à celle des courants océaniques. Des vents de secteur nord ont pu aussi pousser en direction des côtes de Bretagne des roches prélevées par les glaces sur les rivages des îles britanniques. C'est ainsi que des serpentines provenant vraisemblablement du cap Lizard sont venues s'échouer sur les rivages d'Ouessant (Pors Cored) et jusque dans l'estuaire de la Seine (Guyader, 1977). C'est également le cas de certains granites s'apparentant aux faciès pétrographiques de massifs de l'Irlande méridionale.

Des dérives glacielles de blocs d'origine régionale ont pu également être favorisées par les vents du nord. Il pourrait en être ainsi pour le gros erratique de Triélen, pour les galets de gneiss prélevés en rade de Brest dans le secteur du goulet et entraînés vers le sud (fig. 8), pour les blocs de la baie d'Audierne, ou encore pour ceux de la baie de Saint-Brieuc (fig. 2). C'est le cas aussi de la plage à gros blocs alignés de Port-Racine (cap de la Hague) où ils se sont échoués dans une crique orientée au S-E et abritée derrière un musoir, après avoir été drossés par le Norois (fig. 9).

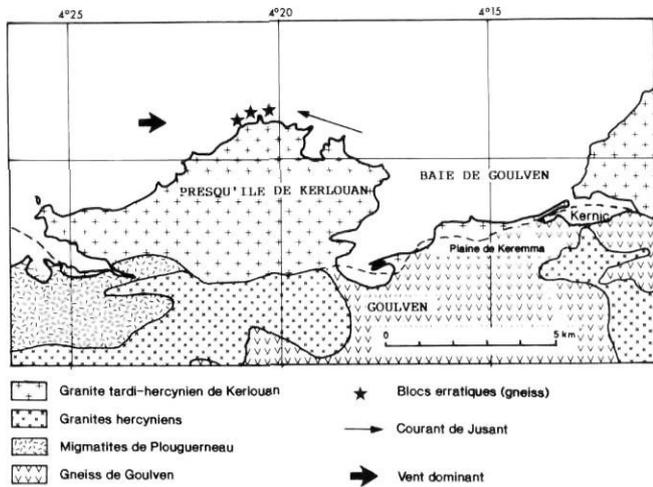


FIGURE 5. Les blocs erratiques de la presqu'île de Kerlouan (nord de la Bretagne).

Erratic boulders on the shores of the Presqu'île de Kerlouan (northern Bretagne).

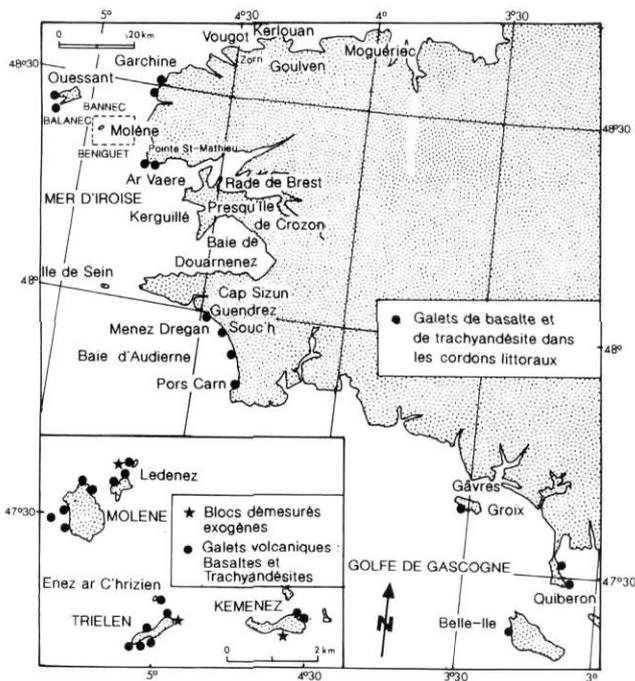


FIGURE 6. Localisation des basaltes en galets en Bretagne occidentale.

Location of ice rafted basaltic cobbles on the western shores of Bretagne.

Il faut admettre par ailleurs que les courants de flot ou de jusant ont pu favoriser également de telles migrations. En Normandie, la «boule» de Vauville a été entraînée vers le nord dans le sens du courant de jusant, tandis que les blocs du Calvados et ceux de la baie de Seine ont été déplacés dans le sens du flot, vraisemblablement assistés par les vents d'ouest. C'est probablement aussi le cas des estrans à gros blocs alignés du secteur d'Omonville-la-Rogue, à l'ouest de Cherbourg (fig. 10 et 11).

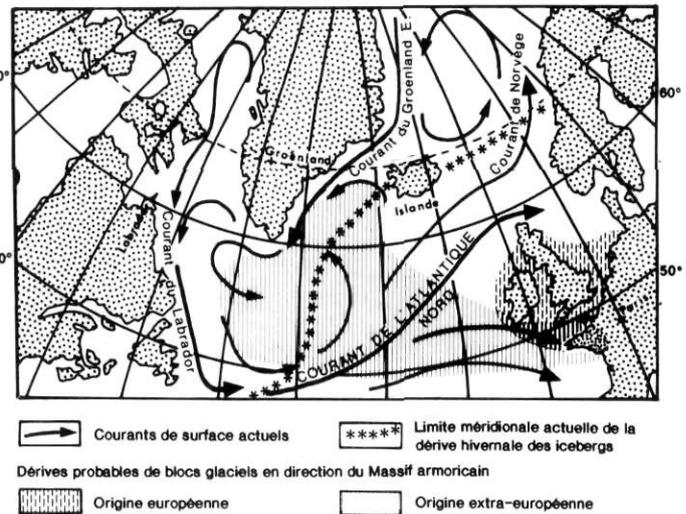


FIGURE 7. La circulation des eaux de surface dans l'Atlantique Nord.

Surficial water circulation related to ice rafting in northern Atlantic Ocean.

On peut constater aussi en Manche, sur les côtes septentrionales de Bretagne, des transits orientés vers l'ouest: gneiss de Goulven, gabbro de Saint-Jean-du-Doigt, grès d'Erquy, etc. Les déplacements de ces roches que l'on peut retrouver piégées dans les chaos granitiques de la presqu'île de Kerlouan (fig. 5) ont été sans doute influencés par l'action des courants de jusant. Les itinéraires suivis par les glaces flottantes sont en fait beaucoup plus difficiles à préciser ici que dans un milieu estuarien tel que le Saint-Laurent (Dionne, 1968, 1977, 1985). Dans un contexte littoral à écueils, indenté, venté et battu comme la côte armoricaine, certains sites d'échouage ont pu aussi servir de relais dynamique pour les blocs, lors des nombreux épisodes de leur remobilisation, étalés sur de longues périodes au cours du Quaternaire.

ESTRANS À PALÉODYNAMIQUE GLACIELLE ET LEURS ANOMALIES MORPHOLOGIQUES: LES DALLAGES

La falaise entaillant la queue de comète d'âge pléistocène de Béniguet (archipel de Molène) en présente un bel exemple. Entre des couches de galets de grès et de psammites, on note la présence d'un pavage de dalles de gneiss (fig. 12). Ces éléments proviennent des falaises de la partie méridionale de l'île où ils ont été déchaussés, puis arrachés, vraisemblablement lors de la formation d'un pied de glace à l'instar de ce que Nielsen (1979) et Allard et Tremblay (1983) ont décrit en milieu arctique et subarctique. Ensuite, ils ont dérivé vers le nord grâce à leur incorporation à des radeaux de glace de mer. En baie d'Audierne, l'estran inférieur de la coupe de Gwendrez présente aussi un alignement de dalles de granite porphyroïde provenant de la pointe du Souc'h. Sur la côte nord du Cotentin, plusieurs plages anciennes offrent aussi de telles discontinuités soulignées par un alignement de blocs glaciels d'origine proximale, voire quasi locale (Van Vliet-Lanoë, 1987). Ces alignements de gros blocs tronquent

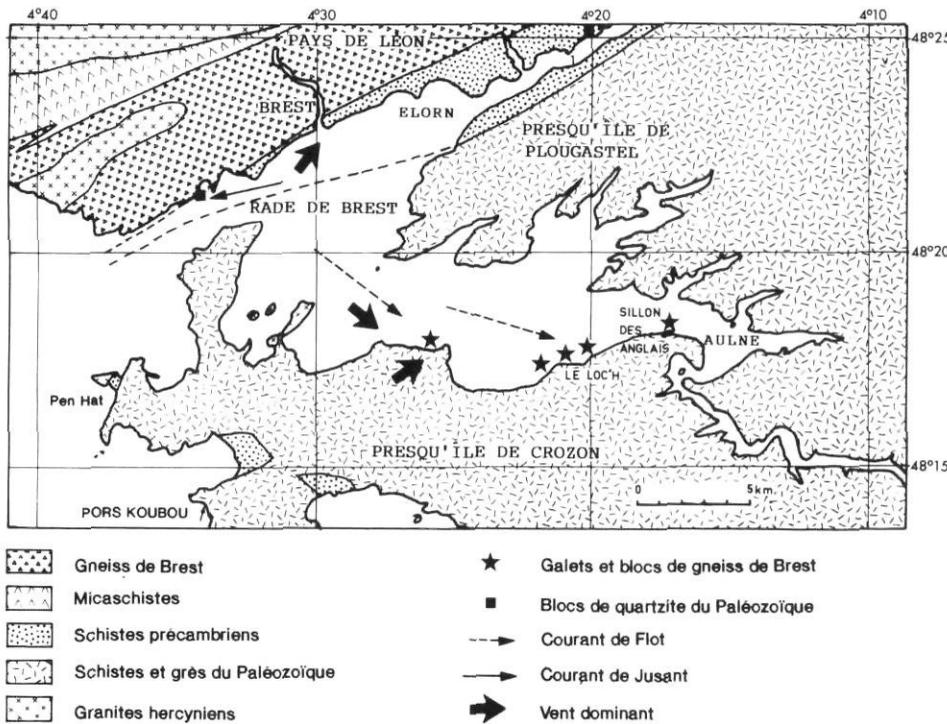


FIGURE 8. Dérives de blocs glaciels en rade de Brest (Finistère).
Direction of displacement of ice rafted boulders in Brest bay (Finistère.)



FIGURE 9. Bloc glacial de grande taille, incorporé dans un alignement de blocs échoués en position d'abri derrière un musoir, à Port-Racine (nord du Cotentin, Normandie).

Large ice rafted boulder inserted in a row stranded in a protected area on the back side of a point, Port-Racine (northern Cotentin, Normandie).



FIGURE 10. Alignement de blocs glaciels sur la face occidentale de la Cormorandière, Omonville-la-Rogue (nord du Cotentin, Normandie).

Row of ice rafted boulders on the western shore of Pointe de la Cormorandière, Omonville-la-Rogue (northern Cotentin, Normandie).

généralement aussi bien le platier (fig. 9) que les formations meubles adjacentes (fig. 3 et 11) : ils forment une sorte de glacis en pente douce à la différence des affouillements existant à l'heure actuelle dans ces mêmes sites. Cette caractéristique semble assez comparable à ce qui est observé en milieu glacial actif, aussi bien de nature estuarienne que de nature franchement marine (Dionne et Brodeur, 1988a, b).

Ces alignements de gros blocs rappellent également les *boulder barricades* marquant la partie inférieure de l'estran et décrits par Daly dès 1902 et par Dionne (1972), Rosen (1979) et Guilcher (1981).

Ces dallages sont souvent associés à un gravier hétérométrique (diamicton) remaniant quelques fois ou étant intercalé dans du matériel soliflué anguleux (Pen Hat, en Crozon, Port-Racine). Ce gravier est parfois gélifracé sur place et emballé dans une matrice fine limono-sableuse, rappelant une vase de bas d'estran ou de lagune. La composition minéralogique de la vase démontre clairement qu'il s'agit là d'un matériel marin remaniant également des formations pérglaciaires continentales (analyses RX : M.N. Le Coustumer).

Les formations de haut d'estran, lorsqu'elles sont préservées, sont nettement mieux classées et souvent sablo-

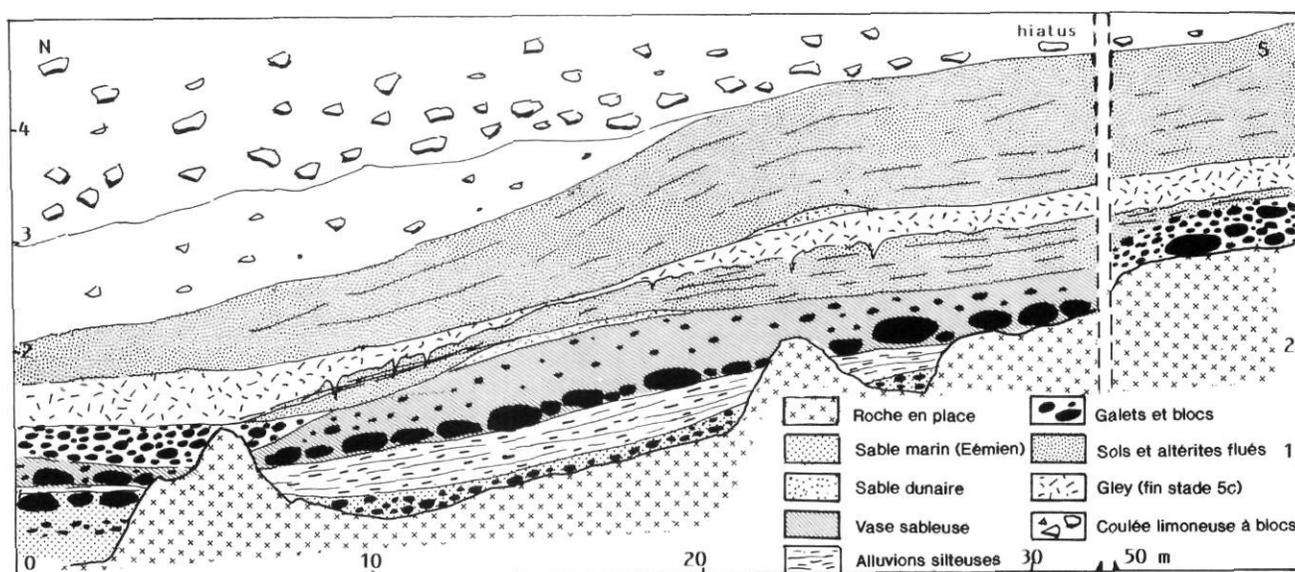


FIGURE 11. Coupe dans une estran fossile datant de la fin du dernier interglaciaire et à la dynamique glacielle (alignement de blocs): face ouest de la pointe de la Cormorandière, Omonville-la-Rogue (nord du Cotentin, Normandie).

Profile of a fossil beach dating from the last interglacial and characterized by the presence of a row of ice rafted boulders, western shore of the Pointe de la Cormorandière, Omonville-la-Rogue (northern Cotentin, Normandie).



FIGURE 12. Dallage de blocs glaciels entre deux niveaux de plage (probablement du dernier interglaciaire), sur la face occidentale de l'île de Béniguet (Finistère, Bretagne occidentale).

Ice rafted boulder pavement between two beach levels, dated presumably from the last interglacial, western shore of the île de Béniguet (Finistère, western Bretagne).

graveleuses, comme c'est le cas de la Cormorandière (cap de la Hague, fig. 10 et 11). Ce contraste granulométrique entre cordon et vasière s'observe en milieu glacial actuel comme près de la pointe au Caribou, au parc du Bic, en Gaspésie (côte sud du Saint-Laurent; Guilcher, 1981). À Port-Racine (cap de la Hague), un cordon tardif sans matrice à l'origine (haut d'estran), recouvre cette unité; il peut être parfois remplacé par d'épaisses formations dunaires comme sur la façade est de la baie de Saint-Brieuc (Monnier, 1973) ou à la pointe du Rozel, en Cotentin (Van Vliet-Lanoë, 1987).

Ces grands dallages sont souvent associés au déchaussement ancien de grandes dalles de platier ou de pied de falaise, ennoyées dans du sable marin ou dunaire; cette ob-

servation est valable tout le long de la côte nord de la Bretagne (Garchine, Le Vougot, Moguéric, etc.), dans les îles anglo-normandes et en Cotentin. Ce déchaussement, assez normal en milieu exposé à la houle, ne peut pas s'expliquer sans l'action d'un pied de glace dans les criques abritées.

L'ensemble de ces phénomènes est fréquemment accompagné par une gélifraction modeste des galets, syngénétique du dépôt (paléosol infiltré), identique à ce qui peut être observé sur les estrans de l'est canadien (Guilcher, 1981; Brodeur, 1987). Il n'est cependant pas possible d'observer en milieu fossile d'indices plus probants tels que les blocs striés, les radeaux de terre ou les cuvettes d'arrachements décrits par Dionne (1972).

Cependant, il ne faut pas oublier que d'autres mécanismes différents de la glace sont susceptibles d'expliquer la présence de blocs allochtones ou leur accumulation. Dans les sites très exposés, les grosses houles atlantiques sont capables de faire migrer des blocs de plus d'un mètre cube vers le sommet des cordons littoraux et parfois de projeter sur le sommet des falaises des dalles énormes arrachées aux platiers voisins. Il peut ainsi se former des amas cyclopéens tels celui de Bannec, au nord de l'archipel de Molène (Hallégouët, 1984). Il faut aussi tenir compte de l'assistance fournie par les algues qui, dans la zone infratidale, se cramponnent aux galets ou aux roches du fond (Dangeard, 1928; Dionne, 1965). Ce type d'apport est fréquent lors des tempêtes, même en milieu arctique (Gilbard, 1984), après lesquelles on peut observer sur les fonds sableux les sillons laissés par le transit des galets vers le littoral. Les éléments ainsi entraînés par les vagues et les courants de marée ou de dérive peuvent être assez volumineux (plus de 10 kg parfois) et on les remarque souvent au sein d'accumulations sableuses comme dans la falaise entaillant le revers de la flèche de Kernic (baie de Goulven) ou les estrans sableux de Dinard.

Nous pouvons donc déduire que l'échouage de blocs de lithologie étrangère, les sites de drossage, la présence de *dallage de gros blocs, tronquant des matériaux meubles en position d'abri*, et associés à un diamicton littoral, enfin le déchaussement de blocs et une gélifraction modeste des galets témoignent ensemble de conditions glacielles temporaires ou annuelles, contemporaines de la formation de ces estrans. Cependant, la diagenèse et les paléopédogenèses en ont effacé les indices les plus démonstratifs.

D'autre part, la dynamique glacielle n'implique pas nécessairement un environnement très froid. Dans nos régions, les anciennes chroniques l'ont enregistrée pour l'année 1709 et ce fut aussi le cas plus récemment en 1963 (Larsonneur, 1964).

ÂGE DES RIVAGES À BLOCS GLACIELS

La plupart des observations de blocs glaciels dans le massif Armoricaïn ont été effectuées sur les estrans actuels, dans des cordons de galets ou en avant de ces derniers. Des transits limités ont pu avoir lieu éventuellement aux époques historiques et protohistoriques, à la suite d'un englacement de certains secteurs abrités du littoral, lors d'hivers particulièrement rigoureux. Mais il semble que, dans leur grande majorité, ces blocs proviennent du remaniement par la mer flandrienne de plages anciennes à erratiques. Cependant, l'observation *in situ* de roches étrangères au massif Armoricaïn reste exceptionnelle et concerne surtout les basaltes.

A) LES ESTRANS À DALLAGES DE BLOCS

Ces estrans, notamment en Cotentin, peuvent être interprétés en termes stratigraphiques et paléoclimatiques.

La séquence classiquement enregistrée (fig. 11 et 12) comporte :

1° une formation littorale à galets et matrice sableuse quelconque, fréquemment affectée par une petite pédogenèse et coincée dans le creux du platier ;

2° un dallage de gros blocs supportant un diamicton limoneux à galets hétérométriques, parfois par l'intermédiaire d'un apport terrestre (en pied de falaise ou en fond de vallée) ;

3° un cordon de galet à texture ouverte, infiltré par des colluvions ou par un sol humifère, avant d'être fossilisé par un apport important de coulées périglaciaires, incluant tout un pédocomplexe.

En arrière de ces cordons, des tourbières se sont développées. La première formation littorale est raccordée généralement à l'optimum éémien (stade isotopique 5e) et correspond à un niveau marin à 2 m au-dessus de l'actuel.

La position chronostratigraphique de ces dallages de blocs a été reconnue par le biais de la paléopédologie (séquences de paléosols intercalés ou scellant les cordons reliques) et accessoirement de la palynologie (Clet, 1983). Elle correspondrait soit à un épisode transgressif de la fin du dernier interglaciaire (palynozone 6 et 7 de l'Éémien) en Cotentin (Van Vliet-Lanoë, 1987) et à Jersey (Callow et Crowford, 1986), soit, à l'extrémité ouest du Léon, à un ou plusieurs événements transgressifs qui seraient l'équivalent des stades isotopiques 5c et peut-être 5a des carottes océaniques (Hal-

légouët et Van Vliet-Lanoë, 1986). Ces transgressions, sans doute brèves, ont dû s'effectuer dans une ambiance de forte érosion. Bien souvent, elles n'ont pas eu le temps d'atteindre les anciennes falaises façonnées par la mer en périodes d'optimum interglaciaire. Elles se sont arrêtées en chemin et se sont trouvées fossilisées sous les éboulements de la paléofalaise, entaillée dans des formations solifluées périglaciaires plus anciennes, entre lesquelles elles s'intercalent. C'est le cas au Zorn, sur la côte septentrionale du Léon. Une ligne de rivage de ce type semble s'être aussi très bien conservée au fond de la baie de Saint-Brieuc, sur la grève de l'Hostellerie, à Hillion (fig. 3). On y observe en effet un alignement de blocs glaciels enchâssés dans un cordon de galets fossile, situé vers 1-2 m au-dessous du niveau des hautes mers actuelles. Cette formation s'appuie sur des dépôts périglaciaires anciens et correspond à un rivage pléistocène, postérieur à la plage ancienne affleurant à la base de la falaise voisine (Monnier, 1973) attribuée actuellement au stade isotopique 7.

Antérieurement au dernier interglaciaire *sensu lato* (stade 5), un contexte glacielle a pu également exister en période de haut niveau marin. Dans le Calvados, la faune de la plage ancienne de Luc-sur-Mer située vers 14-15 m NGF est attribuée à un interstade ancien de la pénultième glaciation (Saalien) et indique un contexte plus froid que celui de la Manche actuelle (Pellerin *et al.*, 1987). Il en va de même en baie de Seine à Tancarville (Lebret *et al.*, 1984) et au Havre (Lechevallier et Lefèbvre, 1987). C'est aussi le cas de la baie de Saint-Brieuc et de la baie d'Écalgrain (Cotentin). À Porz Koubou (prequ'île de Crozon), le complexe littoral antérieur au dernier interglaciaire est entrecoupé par trois dallages successifs. Les blocs véhiculés par les glaces littorales à une époque plus ou moins lointaine du Pléistocène ont pu être repris postérieurement au cours de l'une ou l'autre des grandes transgressions de rang interglaciaire.

Cette hypothèse glacielle impliquerait donc un dépôt lors de périodes de haut niveau marin : 2 m ou plus au-dessus de la ligne de rivage actuelle. Cela peut paraître incompatible avec le fait que les plages anciennes émergées de nos régions sont en principe interglaciaires. Mais un décalage peut avoir existé entre l'apparition d'un refroidissement marqué du climat ou une glaciation et l'abaissement du niveau marin corrélatif, compte tenu du délai de constitution des calottes glaciaires. À Écalgrain (Cotentin, Clet, 1983, 1988), le refroidissement est déjà bien marqué avant le début de la régression contemporaine de la fin du stade isotopique 7. Autrement dit, le niveau marin peut être encore élevé lorsque le climat est déjà froid, avec possibilité de formation de banquise littorale ou de glaces flottantes (Guilcher, 1973). Compte tenu de l'ensemble de ces observations, il paraît vraisemblable que le façonnement des basses plates-formes littorales du massif Armoricaïn ou du moins des retouches importantes ont pu être la conséquence d'un régime littoral glacielle aussi efficace que celui décrit par Dionne et Brodeur (1988a, b).

CONCLUSION

Les observations menées sur les rivages armoricains tendent à montrer que la diversité pétrographique des plages

serait un fait glacial hérité, comme le pensait Dangeard (1928). C'est également le cas des dallages de blocs intercalés dans certaines plages anciennes. Les apports proximaux sembleraient liés principalement à la mise en place ou au remaniement de terrasses alluviales, de nature climatique froide ainsi qu'à la formation de pieds de glace le long des falaises, comme l'indique la présence de certaines structures de déchaussement de blocs dans les parois rocheuses en arrière des plages anciennes. Les apports distaux, moins importants en volume, résulteraient de la dérive d'icebergs à travers l'Atlantique Nord depuis les glaciers islandais et groenlandais ou de l'échouage de glaces de banquise à partir des rivages des îles britanniques.

Ces transits sont liés à la circulation océanique générale dans l'Atlantique Nord et aux vents aidés par les courants de marées. Des dépôts glaciels estuariens ou marins échoués sous le niveau actuel de la mer ont pu, en période de transgression marine, être ramenés à la ligne de rivage actuelle à partir des pentes douces de la plate forme pré-continentale avec la migration flandrienne du littoral. Cela semble cependant exclu dans le cas des blocs démesurés des estrans existant en dehors de zones estuariennes.

Dès lors, on doit admettre qu'une dynamique glacielle a pu se développer à plusieurs reprises dans un contexte de fin d'interglaciaire, sur les rivages de la France de l'Ouest alors que le niveau marin était encore proche de son maximum et parfois supérieur à l'actuel. Ces lignes de rivage peuvent correspondre aussi bien à la fin de vrais interglaciaires qu'à des périodes interstadias comme cela pourrait avoir été le cas du stade isotopique 5c, à l'extrémité occidentale de la Bretagne. Ces observations montrent également que même dans nos régions, qui n'ont jamais connu de glaciations, il est concevable d'envisager la participation de la gélifraction et des processus glaciels quaternaires au façonnement des plates-formes de la France occidentale pour expliquer, en période de hauts niveaux marins, la formation des grands platiers littoraux pléistocènes tels que la plate-forme littorale du Léon (-10 à +25 m) et en partie la plate-forme littorale «fondamentale» de la Normandie, dont la constitution remonterait jusqu'au Crétacé (Lautridou, 1988).

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient Jean-Claude Dionne, Jean-Marie M. Dubois et Michel Allard pour leurs critiques judicieuses et pour les améliorations qu'ils ont suggérées pour la présentation de ce manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Allard, M. et Tremblay, G., 1983. Les processus d'érosion littorale périglaciaire de la région de Poste-de-la-Baleine et des îles Manitounouk sur la côte est de la mer d'Hudson. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement band (47)*: 27-60.
- Barrois, C., 1877. Note sur les traces de l'époque glaciaire en quelques points de la côte de Bretagne. *Annales de la Société géologique du Nord*, 4: 186-204.
- Bellon, H., Chauris, L., Hallégouët, B. et Thonon, P., 1988. Contribution à l'étude des galets exotiques littoraux: âge et origine des roches volcaniques observées sur les estrans de l'extrême ouest du Massif Armoricaire (France). *Norois*, 35 (139): 331-335.
- Briquet, A., 1925. Roches exotiques et glaces flottantes. *Annales de la Société géologique du Nord*, 58: 19-23.
- Brodeur, D., 1987. Le rôle des processus périglaciaires dans l'érosion des rives du haut-estuaire du Saint-Laurent. *Comptes-rendus de la Conférence canadienne sur le littoral (Québec, 1987)*, Ottawa, NRC (CARESL): 411-425.
- Brousse, R., Didier, J., Jonin, M. et Thonon, P., 1972. Galets de roches volcaniques sur les côtes de Bretagne occidentale. *Comptes rendus Sommaires de la Société géologique de France*, 8: 24-25.
- Callow, P. et Crowford J., 1986. La Cotte-St-Brelade, 1961-1978. Excavations by C.B.M. Mc Burney. *Geo Books*, Norwich, 433 p.
- Cailleux, A., 1951. Blocs démesurés transportés par les glaces, p. 305. *In Sédimentation quaternaire. Comptes-Rendus du Second Congrès international de sédimentologie, Bordeaux, 1949.*
- Clet, M., 1983. Le Plio-Pléistocène en Normandie. Apports de la palynologie. Thèse III^e cycle, Géologie, Université de Caen, 135 p.
- 1988. Étude de séquences marines interglaciaires en Normandie corrélables aux stades isotopiques 7 et 5. Actes du X^e Symposium APLF, Bordeaux, 28 septembre – 2 octobre 1987. Institut français de Pondichéry. Travaux de la section Sciences et Techniques, 25: 151-168.
- Clet, M., Dupeuble, P. A., Helluin, M., Lefèvre, D., Péllerin, J. et coll., 1987. Les formations marines et continentales du Pléistocène récent dans la région d'Asnelles-St-Cômes-de-Fresné (Calvados). *Bulletin du Centre de géomorphologie du CNRS, Caen*, (32): 71-98.
- Coque-Delhuille, B. et Veyret, Y., 1984. La limite de l'englacement quaternaire dans le Sud-Ouest anglais (Grande-Bretagne). *Revue de Géomorphologie dynamique*, 32 (1): 1-24.
- Daly, R., 1902. *Geology of the North East Coast of Labrador*. *Bulletin Society of Zoology*, (38): 302-370.
- Dangeard, L., 1928. Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Annales de l'Institut océanique*, n.s., 6 (1) 295 p.
- Denton, G. H. et Hughes, T. J., 1981. The Arctic ice Sheet. An outrageous hypothesis, p. 437-467. *In The Last Great Ice Sheets*. Wiley, Interscience, New York.
- Didier, J. et Jonin, M. 1966. Les galets de basalte de la Pointe de Pern (île de Ouessant). *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, n.s. 85-86.
- Dionne, J.-C. 1965. Algues et sédimentologie littorale. *Revue de Géographie de Montréal*, 19: 91-98.
- 1968. Morphologie et sédimentologie glacielles, littoral sud du Saint-Laurent. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 7*: 56-84.
- 1970. Aspects morpho-sédimentologiques du glacial en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Zeitschrift für Geomorphologie, suppl. Bd. 13*: 131-162.
- 1972. Caractéristiques des schorres des régions froides en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Zeitschrift für Geomorphologie, suppl. Bd. 13*: 131-162.
- 1977. Relicts icebergs furrows on the floor of glacial lake Ojibway, Québec and Ontario. *Maritime Sediments*, 13,2: 79-81.

- 1985. Formes, figures et faciès sédimentaires glaciels des estrans vaseux des régions froides. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 415-451.
- 1987. Lithologie des cailloux de la baie de Montmagny, côte sud du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, 41: 161-169.
- Dionne, J.-C. et Brodeur, D., 1988a. Érosion des plates-formes rocheuses littorales par afoilement glacielle. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32: 101-115.
- 1988b. Frost weathering and ice action in shore platform development with particular reference to Québec, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 71*: 117-130.
- Dubois, G., 1923. Répartition d'origine des galets exotiques dans les formations marines du Nord de la France. *Annales de la Société géologique du Nord*, 58: 188.
- Elhaï, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. Thèse d'État Paris, Bordeaux, 624 p.
- Gilbard, R., 1984. The movement of gravel by Alga *Fucus vesiculosus* (L) on an arctic intertidal flat. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 54: 463-468.
- Guilcher, A., 1948. Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse d'État Paris, La Roche sur Yon, 682 p.
- 1973. À propos d'un centenaire. *Bulletin de la Société géologique et minéralogie de Bretagne, série C*, 7: 53-54.
- 1981. Cryoplanation littorale et cordons glaciels de basse mer dans la région de Rimouski, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 (2): 155-169.
- Guilcher, A., Ters, M. et Bonnet J. Y., 1961. Données récentes sur l'évolution morphologique de vallées bretonnes: Oust et vallée de St Renan. *Com. Trav. Hist. et Sc., Paris, Bulletin de la section de géographie. Actes du 107^e Congrès des Sociétés savantes*, 74: 61-77.
- Guyader, J., 1977. Blocs erratiques dans le Quaternaire de la baie de Seine. *Bulletin de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 64(4): 34-35.
- Hallégouët, B., 1984. Contribution à l'étude morphologique de l'archipel de Molène (Finistère). *Com. des Trav. Hist. et Sc., Paris, Bulletin de la section de géographie*, 74: 61-77.
- Hallégouët, B. et Morzadec-Kerfourn, M. T., 1977. Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 441: 81-89.
- Hallégouët, B., Monnier, J. L. et Morzadec-Kerfourn, M. T., 1980. Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne. *Suppl. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, N.S.*, 1: 211-225.
- Hallégouët, B. et Van Vliet-Lanoë, B., 1986. Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 23(25-26): 127-138.
- Hue, E., 1926. Environs de Luc sur Mer (Calvados). Les blocs erratiques, Ch. Monnayer Publ., Le Mans, 38 p. (1 carte h.t.).
- Kellaway, G. A., Redding J. H., Shepard-Thorn E. R. et Destombes J. P., 1975. The Quaternary history of the English Channel. *Transactions of the Royal Society, London, A* 279: 189-218.
- Larsonneur, C., 1964. Quelques actions du gel sur les sédiments fins. *Comptes rendus de la Société géologique française* 5: 181-183.
- Lautridou J.-P., 1988. L'âge des formations marines pléistocènes du Cotentin comportant des industries paléolithiques. *Bulletin du Centre de géomorphologie du CNRS, Caen*, 35: 79-89.
- Lebret, P., Dumont, J.L., Gaquerel, C., Huault, M. F., Lautridou, J. P., Le Coustumer, M. N., Levant, M., Masson, B., Puissegur, J. J. et Van Vliet-Lanoë, B., 1984. Tancarville, la liaison Pléistocène moyen — Pléistocène supérieur en Basse Seine. *Bulletin du Centre de géomorphologie du C.N.R.S., Caen*, 29: 63-83.
- Lechevallier C. et Lefebvre D., 1986. Nouvelles observations sur la microfaune des formations littorales pré-weichséliennes de l'estuaire de la Seine. *Bulletin du Centre de géomorphologie du CNRS, Caen*, 32: 61-70.
- Monnier, J. L., 1973. Contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la région de Saint Brieuc. Thèse de 3 cycle, Rennes, 259 p.
- Nielsen, N., 1979. Ice foot processes observation of erosion on rocky coast, Disco Bay, West Greenland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23 (3): 321-331.
- Ovenshine, A. T., 1970. Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska and the identification of ancient ice-rafted deposits. *Bulletin of the Geological Society of America*, 81: 891-894.
- Pellerin, J., Brebion, P., Helluin, M., Hollin, J. T., Lauriat-Rage, A., Lefebvre, D. et Miller G. H., 1987. Données nouvelles sur le gisement marin quaternaire + 14,5-15,7 m N.G.F. du cimetière de Luc-sur-Mer, (Calvados, France). *Bulletin du Centre de géomorphologie du C.N.R.S., Caen*, 32: 99-115.
- Pinot, J. P., 1974. Le précontinent breton, entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental. Étude géomorphologique. Thèse d'État, Brest, 256 p.
- Rosen, P. S., 1979. Boulder barricades in Central Labrador. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1113-1124.
- Shackelton, N., 1985. The Plio-Pleistocene ocean: stable isotope history. *In Mesozoic and Cenozoic Oceans. American Geophysical Union, Geodynamics Series*, 15, 141-153.
- Vanney, J. R. et Dangeard, L., 1976. Les dépôts glacio-marins actuels et anciens. *Revue de géographie de Montréal*, 30: 9-50.
- Van Vliet, B., 1970. La Haute Terrasse, à l'est d'Aubrives, Ardennes. *Bulletin de la Société belge de géologie, paléontologie et hydrologie*, 80 (1-2): 11-15.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1987. Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. *Processus et héritages. Thèse d'État Paris I, Éditesc, Caen (1988)*, 854 p.
- Velain, C., 1886. Notes sur l'existence d'une rangée de blocs erratiques sur les côtes normandes. *Bulletin de la Société géologique de France, nouvelle série*, 14: 569-575.