



Norois

Environnement, aménagement, société

229 | 2013

Ruralités, géomorphologie littorale, toponymie, corps
et imaginaire

Contribution à l'étude des formations pléistocènes de la région de Pont-Aven sur le littoral sud de la Bretagne (Finistère, France)

*Contribution to the Study of Coastal Pleistocene Deposits, Pont-Aven Area,
Southern Brittany (Finistère, France)*

Jean-Pierre Larue



Édition électronique

URL : <https://journals.openedition.org/norois/4865>

DOI : 10.4000/norois.4865

ISBN : 978-2-7535-3409-4

ISSN : 1760-8546

Éditeur

Presses universitaires de Rennes

Édition imprimée

Date de publication : 20 décembre 2013

Pagination : 77-86

ISBN : 978-2-7535-3384-4

ISSN : 0029-182X

Référence électronique

Jean-Pierre Larue, « Contribution à l'étude des formations pléistocènes de la région de Pont-Aven sur le littoral sud de la Bretagne (Finistère, France) », *Norois* [En ligne], 229 | 2013, mis en ligne le 20 décembre 2015, consulté le 14 janvier 2022. URL : <http://journals.openedition.org/norois/4865> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/norois.4865>

Contribution à l'étude des formations pléistocènes de la région de Pont-Aven sur le littoral sud de la Bretagne (Finistère, France)

Contribution to the Study of Coastal Pleistocene Deposits, Pont-Aven Area, Southern Brittany (Finistère, France)

Jean-Pierre LARUE

Département de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Paris-Est-Créteil et CNRS, UMR 8591, Laboratoire de Géographie Physique (LGP), Meudon. (larue@u-pec.fr)

Résumé : Sur le littoral sud de la Bretagne, entre Lorient et Concarneau, des lambeaux de plages marines éémienues sont conservés dans les falaises, au fond de petites criques, mais aussi dans la ría de l'Aven, à la faveur d'un élargissement. Des heads weischéliens plus limoneux ravinent ces formations marines qui incluent quelques blocs glaciels apportés par les cours d'eau. L'analyse géomorphologique et sédimentologique permet d'esquisser l'évolution paléogéographique de cette portion de côte contraposée.

Abstract: Eemian marine beach deposits are preserved in small outcrops at the back of little coves of a cliff, and in the ría where the Aven widens on the southern coast of Brittany between Lorient and Concarneau. The marine deposits are incised by silty channels towards the top, and include some ice rafted boulders transported by rivers. Geomorphological and sedimentological analyses allow reconstruction of the paleogeographic evolution of the exposed ancient coast.

Mots clés : littoral – Bretagne – sédimentologie – plages anciennes – Pléistocène

Keywords: coast – Brittany – sedimentology – Pleistocene marine formations

INTRODUCTION

Sur le littoral sud de la Bretagne, des vestiges de formations marines pléistocènes s'étagent entre 35 m d'altitude et la ligne de rivage actuelle (Barrois, 1877, 1882, 1885; Morzadec-Kerfourn, 1974; Giot *et al.*, 1975; Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982; Morzadec-Kerfourn, 1999; Haslett et Curr, 2001; Regnaud *et al.*, 2003; Giret, 2006), mais la distinction de niveaux d'âge différent apparaît délicate pour plusieurs raisons. B. Hallégouët (1990) invoque l'absence de limons pléniglaciaires et la faible puis-

sance des dépôts de versants, le degré d'altération ne lui semble pas être un indicateur d'ancienneté, quant à l'altitude relative utilisée par L. Dangeard (1936) pour définir les étages normanniens, elle ne constitue pas un critère valable car des formations d'âge différent peuvent se situer au même niveau ou dans un plan très proche, comme l'ont montrés M.-T. Morzadec (1972), P.-R. Giot et J.-L. Monnier (1972a et b) et J.-L. Monnier (1973). Les hauts niveaux marins des stades isotopiques 9, 7 et 5 ont atteint des cotes semblables et peu supérieures au niveau actuel (Zazo, 1999; Regnaud *et al.*, 2003).

Ainsi, au sud de la Pointe du Raz (Finistère), le site de Menez-Dregan (Plouhinec), étudié par J.L. Monnier *et al.* (1994 et 1996), révèle trois plages fossiles superposées dont la plus récente supporte une industrie colombanienne (Paléolithique inférieur) datée entre 350 000 et 500 000 ans et découverte la première fois à Saint-Colomban, près de Carnac (Monnier et Le Cloirec, 1985). Les dépôts grossiers de la plage de Mezpeurleuch (Plouhinec) ont été attribués à l'Éémien, stade isotopique 5^e, par Haslett et Curr (2001), mais les dépôts voisins, dont ceux de Gwendrez, ont fait l'objet d'études stratigraphiques approfondies qui permettent d'attribuer des âges allant des MIS 11 à 7 (Laforge et Monnier, 2011).

Nous présentons ici deux coupes levées en collaboration avec A. Giret dans la région de Pont-Aven, l'une localisée dans la ría de l'Aven, à Trémor et l'autre sur la côte rocheuse exposée à la houle, à Beg Moc'h à l'ouest de Brignneau (figure 1). Les analyses

géomorphologique et sédimentologique apportent quelques informations sur l'évolution morphodynamique du littoral sud de la Bretagne, depuis, à priori, la transgression marine éémienne.

DESCRIPTION DES FORMATIONS CONSERVÉES

Entre Lorient et Concarneau, la côte rocheuse, profondément échancrée par les rías de l'Aven et du Belon, est modelée tantôt dans des micaschistes, à l'ouest de la ría du Belon, tantôt dans des gneiss entre les deux rías, ou dans des granites plus à l'ouest. Très discontinues, les formations détritiques pléistocènes, signalées par les auteurs des cartes géologiques (Barrois, 1885; Béchenec *et al.*, 1997), ne sont bien conservées que dans quelques sites protecteurs, comme au fond de petites criques à l'ouest de Brignneau. Non signalés sur la carte géologique de Concarneau, des dépôts semblables existent dans un élargissement de la ría de l'Aven à Trémor.

À l'ouest de Brignneau, les falaises de 3 à 4 m de hauteur sont en général sculptées dans des micaschistes lardés de filons de quartz, mais aussi très localement dans des matériaux détritiques (figure 2 et figure 3). Les sites étudiés sont situés dans de petites criques protégées des vents d'ouest par le cap de Beg Moc'h et deux petits îlots conservés sur le platier rocheux. La coupe la plus complète (A) montre au-dessus de la plage caillouteuse actuelle formée de galets de micaschistes et de quartz, la séquence suivante :

- L'unité 1 présente sur 1 m d'épaisseur une formation grossière à galets de micaschistes de 6 à 10 cm de diamètre et de quartz de 3 à 5 cm de diamètre emballés dans une matrice sablo-limoneuse ocre-rouille fortement indurée, constitue un véritable conglomérat. Les galets, en général aplatis ($A_p = 1,70$ pour les quartz et 2,50 pour les micaschistes), ont un émoussé marin typique ($I_e = 400$ en moyenne) et présentent un léger pendage en direction de la mer. La figure 4 est une photographie prise dans une crique située plus à l'ouest de la coupe précédente, visualise le faciès de l'unité 1 et montre que sa partie inférieure est masquée par des galets actuels accumulés par les tempêtes.

- L'unité 2 composée de limons argileux ocre-rouge renfermant quelques petits quartz forme une

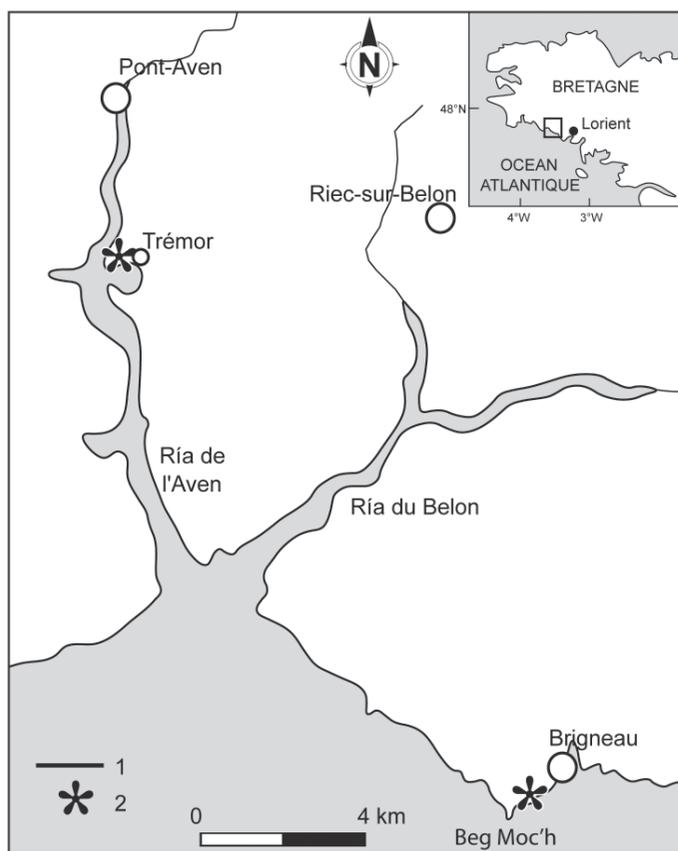


Figure 1 : Carte de localisation des coupes étudiées
1 : côte rocheuse; 2 : sites étudiés.

Location map

1: rocky shoreline; 2: studied sites.

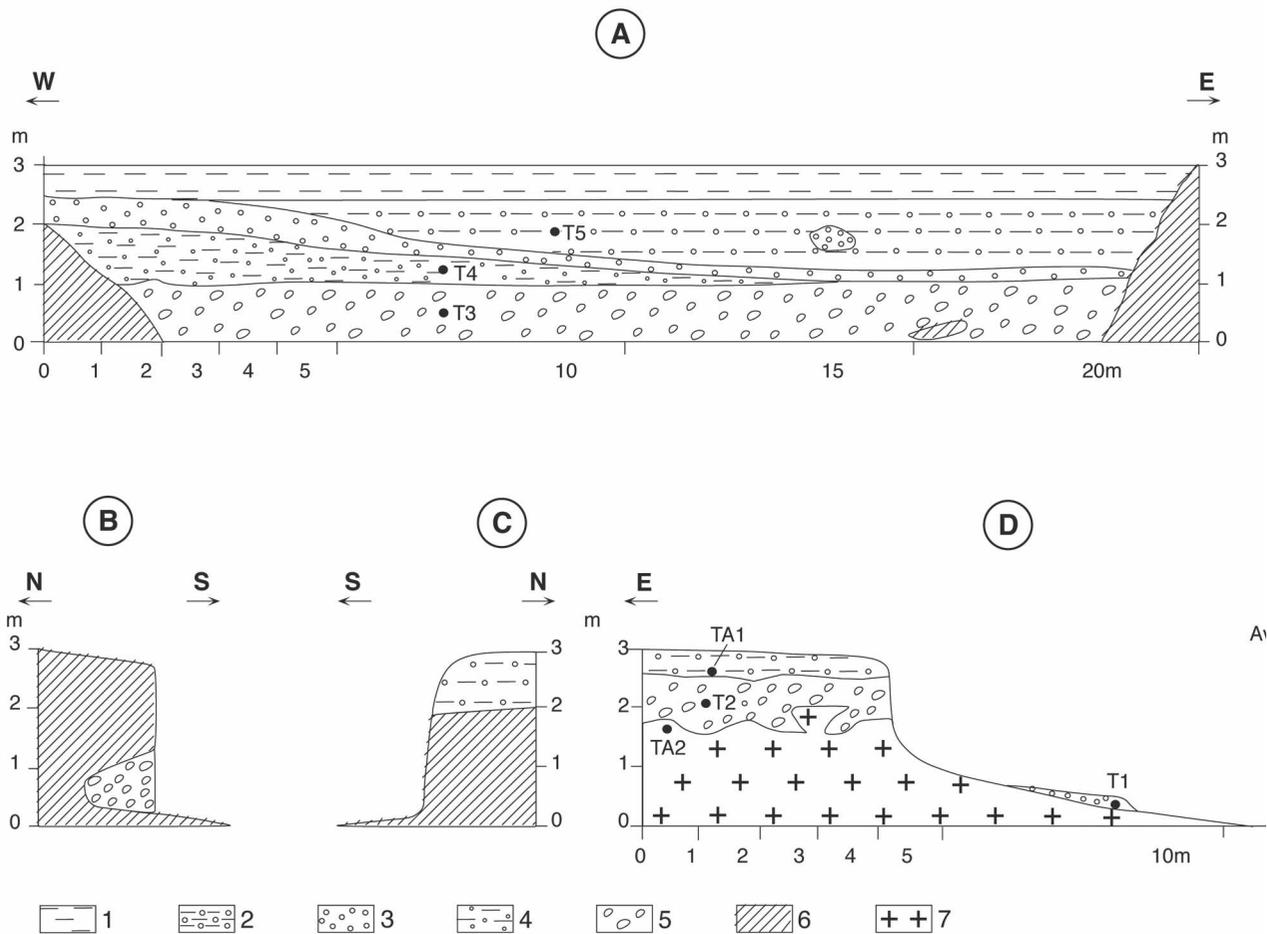


Figure 2 : Coupes de Brigneau (A, B, C) et de Trémor (D)

A : coupe SO-NE de la falaise modelée dans des formations détritiques. B : encoche basale emplie de dépôts marins grossiers. C : sommet de falaise modelé dans le head. La base des coupes correspond au sommet de la plage caillouteuse actuelle, soit 1,50 m NGF. D : coupe de Trémor à marée basse. 1 : sol podzologique gris; 2 : colluvions limono-sableuses à graviers de quartz (unité 4); 3 : colluvions limono-sableuses ocre-rouge à graviers et galets de quartz (unité 3); 4 : limon argileux rouge (unité 2); 5 : conglomérat à galets marins de micaschistes et de quartz (unité 1); 6 : substrat micaschisteux; 7 : bedrock granitique.

Brigneau (A, B, C) and Trémor (D) cross sections

couche d'un mètre d'épaisseur à l'ouest qui se termine en biseau vers l'est.

– Les unités 3 et 4 qui ravinent les unités précédentes sont des colluvions limono-sableuses à graviers quartzeux très peu émoussés, dont la puissance varie entre 1 et 2 m. L'unité 3 se distingue par son aspect plus grossier et sa couleur ocre-rouille : les graviers et galets inclus dans les limons sableux ne dépassent guère 3 cm de diamètre. L'unité 4, qui reprend des éléments à la précédente, a une couleur plus grise et ne contient que des graviers de taille centimétrique.

– Un sol podzologique gris se développe au sommet sur 45 à 50 cm d'épaisseur.

Quelques mètres plus à l'est, le fond d'une petite crique révèle un matériel assez peu différent. Toutefois, la formation grossière (unité 1) présente une plus forte épaisseur : 2 m environ, et se subdivise en un niveau inférieur formé de petits galets, inférieurs à 3 cm de diamètre, et en un niveau supérieur incluant des galets analogues à ceux de la coupe A. Par ailleurs, on peut noter la présence d'un bloc démesuré (40 cm de longueur) de micaschistes au sein de la couche inférieure, et l'absence de la strate limoneuse.

À l'ouest de la coupe A, seuls des lambeaux détritiques subsistent, soit, comme sur la coupe B, dans l'encoche basale de l'ancienne falaise contre laquelle s'appuient les dépôts précédemment décrits, soit,



Figure 3 : Beg Moc'h, vue de la falaise modelée dans des formations détritiques (cliché A. Giret)

Beg Moc'h, view of the cliff eroded in detrital deposits



Figure 4 : Beg Moc'h, formation éémienne à galets marins emballés dans une matrice indurée ocre (unité 1) masquée à la base par des galets actuels gris clair accumulés lors des tempêtes (cliché J.-P. Larue)

Beg Moc'h, Eemian conglomerate with marine pebbles (unit 1) and recent storm pebbles

comme sur la coupe C, au sommet du rebord de falaise actuelle. Dans le premier cas, il s'agit de la formation grossière à galets marins (unité 1), dans le second, de colluvions plus fines (unité 4).

À Trémor, sur la rive gauche de la ría de l'Aven, des galets aplatis et émoussés, emballés dans une matrice sablo-limoneuse indurée (unité 1), forment une terrasse conservée à 3 m NGF (Nivellement Général de la France) en bordure d'un alvéole



Figure 5 : Trémor, formation à galets (unité 1), le boîtier fait 10 cm de long (cliché A. Giret)

Trémor, conglomerate (unit 1), the case has 10 cm long

dégagé dans les gneiss et les granites à grains grossiers fortement arénisés. Le plancher de cette formation grossière, situé à environ 1,50 m NGF, dessine de multiples irrégularités, assez semblables à celles d'une plateforme à écueils (figure 2, D). Les altérites granitiques ont été déblayées et remplacées par la formation à galets qui fossilise l'ancien front d'altération du granite. Les restes d'une ancienne encoche basale témoignent d'une érosion marine plus efficace qu'actuellement. Les galets, qui atteignent fréquemment 25 cm de diamètre, sont composés de gneiss, de granite, de quartz et de quartzite (figure 5). Un bloc de quartzite dépasse 35 cm de diamètre. Moins forts qu'à Brigneau, l'aplatissement moyen ($Ap = 1,90$) et l'émoussé moyen ($Ie = 350$) pourraient suggérer des dépôts fluviaux, mais la lithologie différente peut aussi expliquer cette variation. Des colluvions limoneuses à graviers anguleux (unité 4) ravinent tantôt ce niveau à galets (unité 1), tantôt les arènes granitiques en l'absence de cette unité. Le tableau 1 synthétise les principales unités litho-stratigraphiques rencontrées.

LES ENSEIGNEMENTS DE L'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

Les échantillons prélevés (figure 2) ont subi des analyses granulométrique, morphoscopique et minéralogique.

Unités litho-stratigraphiques	description	Interprétation
Unité 1	Conglomérat à galets émoussés	Terrasse marine éémienne
Unité 2	Limon argileux ocre-rouge	Paléosol
Unité 3	Colluvions limono-sableuses grossières ocre-rouille	Head weichsélien
Unité 4	Colluvions limono-sableuses moins grossières grises	Head weichsélien

Tableau 1 : Les principales unités litho-stratigraphiques des sites étudiés
The main litho-stratigraphic units of studied sites

Analyses morphométriques

Les granulométries globales réalisées par tamisage à sec et les microgranulométries effectuées avec le granulomètre Cilas HR 850 qui est limité à 600 µm (figure 6) révèlent la contribution primordiale du

substrat local dans les dépôts sédimentaires, car les matériaux des dépôts n'ont connu qu'un faible transport. Les micaschistes de Brigneau fournissent plus d'éléments fins : argiles et limons fins, que les gneiss et le granite de Trémor. Ainsi, la matrice de la formation grossière (T3, unité 1) comprend-elle 32 %

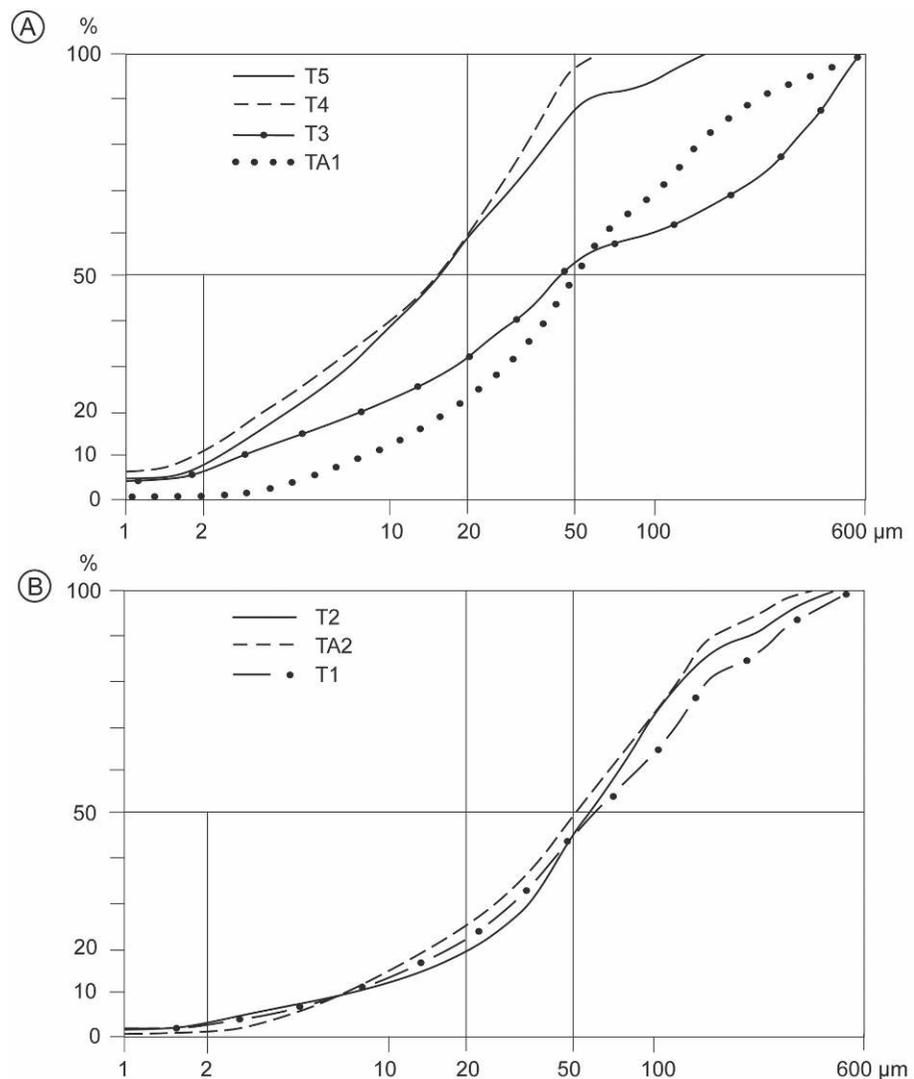


Figure 6 : Courbes granulométriques des échantillons localisés sur les coupes de la figure 2
 T1 : plage actuelle; T2 et T3 : terrasse marine (unité 1); T4 : limon argileux (unité 2); T5 et TA1 : head (unité 4); TA2 : arène.
Grain size distribution of samples located on figure 2

d'éléments < 20 µm à Brigneau et seulement 19,9 % à Trémor (T2), chiffres probablement supérieurs car le granulomètre à laser minimise la fraction fine selon M. Levant *et al.* (1987). À Trémor, les courbes cumulatives des formations détritiques se rapprochent beaucoup de celle de l'arène, si ce n'est que cette dernière est un peu plus grossière et aussi plus riche en argiles et limons fins (figure 6). La matrice de la formation grossière apparaît mal classée, surtout à Brigneau (So = 4,74). La majorité des grains sont non usés et très corrodés par les oxydes de fer.

Le niveau limono-argileux (T4, unité 2) n'est pas un loess car, d'une part il renferme un important pourcentage d'argiles (10,5 %) mais aussi quelques grains de quartz supérieurs à 600 µm et d'autre part le classement est trop médiocre. En outre, les grains, en majorité non usés, ne présentent qu'un léger picotis éolien.

Également mal classées, les formations colluviales supérieures (T5, unité 4) s'avèrent être plus riches en limons fins mais plus pauvres en argiles que T4. Quelques grains émoussés et mats suggèrent un remaniement éolien, tandis que la prépondérance des éléments anguleux souvent supérieurs à 600 µm traduit un apport continental par le ruissellement ou la solifluxion. À Trémor, TA1 provient de l'arène des versants peu pentus, la plus forte proportion de limons fins et le plus faible taux d'argiles résultent des processus morphogénétiques de milieu froid.

Prélevé dans les dépôts de plage actuels, T1 donne une granulométrie peu différente de celle de l'arène, toutefois la médiane plus forte, le meilleur classement (So Trask = 1,52) trahissent un remaniement sélectif par la mer : les limons fins ont été emportés, et un peu d'argile a été amené et piégé par floculation lors des reflux.

Analyses minéralogiques

Les poudres de la fraction < 50 µm ont été soumises à la diffractométrie des rayons X, afin de déterminer les espèces minérales. Les spectres (figure 7), réalisés avec un diffractomètre de poudre muni d'une sonde à compteurs à scintillation, pour la raie K alpha du cuivre, permettent de classer les dépôts en plusieurs ensembles, même si à l'état naturel, la superposition des pics de diffraction de 1^{er}, 2^e et 3^e ordres ne facilite pas la distinction des variétés minérales.

– L'arène granitique en place se caractérise par une bonne cristallinité et par la prédominance de l'illite.

– La matrice de la formation à galets (T2 et T3, unité 1) renferme de la kaolinite et de l'illite en parts sensiblement égales. Il convient de noter que les minéraux argileux sont mieux développés dans la fraction 20-50 µm que dans celle < à 20 µm, ce qui plaide plus en faveur d'apports sédimentaires que d'altération *in-situ*.

– La couche limono-argileuse (T4, unité 2) contient des minéraux argileux qui résultent davantage de transformations sur place que d'apports sédimentaires car ils sont mieux développés dans la fraction < à 20 µm.

– Les colluvions sommitales (T 5, unité 4) montrent une assez bonne cristallinité liée à la présence de micas primaires fragmentés. On observe un relatif équilibre entre l'illite, la kaolinite et la smectite. Néanmoins, les dépôts issus des micaschistes contiennent davantage d'argiles que ceux provenant des gneiss et du granite.

– Avec une mauvaise cristallinité, T1 s'individualise par la présence probable d'attapulgite.

– Les résultats obtenus indiquent une forte similarité entre les sites de Brigneau et de Trémor. Le niveau à galets de l'unité 1 présente un faciès conglomératique à galets aplatis et émoussés, inclinés vers la mer, l'altération apparaît relativement forte. L'unité 2 est un paléosol uniquement conservé à Brigneau. L'unité 4 est formée de colluvions hétérogènes mises en place en milieu périglaciaire.

ESSAI DE RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Bien que les dépôts ne contiennent pas de coquille en raison d'une forte décarbonatation stimulée par les milieux acides de la Bretagne, ni de restes organiques permettant des datations radiométriques, on peut esquisser l'évolution paléogéomorphologique suivante.

Située à environ 1,50 m NGF, la formation à galets marins de Brigneau (unité 1) revêt toutes les caractéristiques d'une plage fossile mise en place lors d'un niveau marin un peu supérieur à l'actuel, ainsi que le prouve l'encoche basale de la falaise scellée par les dépôts. La forte induration et l'altération notable du matériau suggère une accumula-

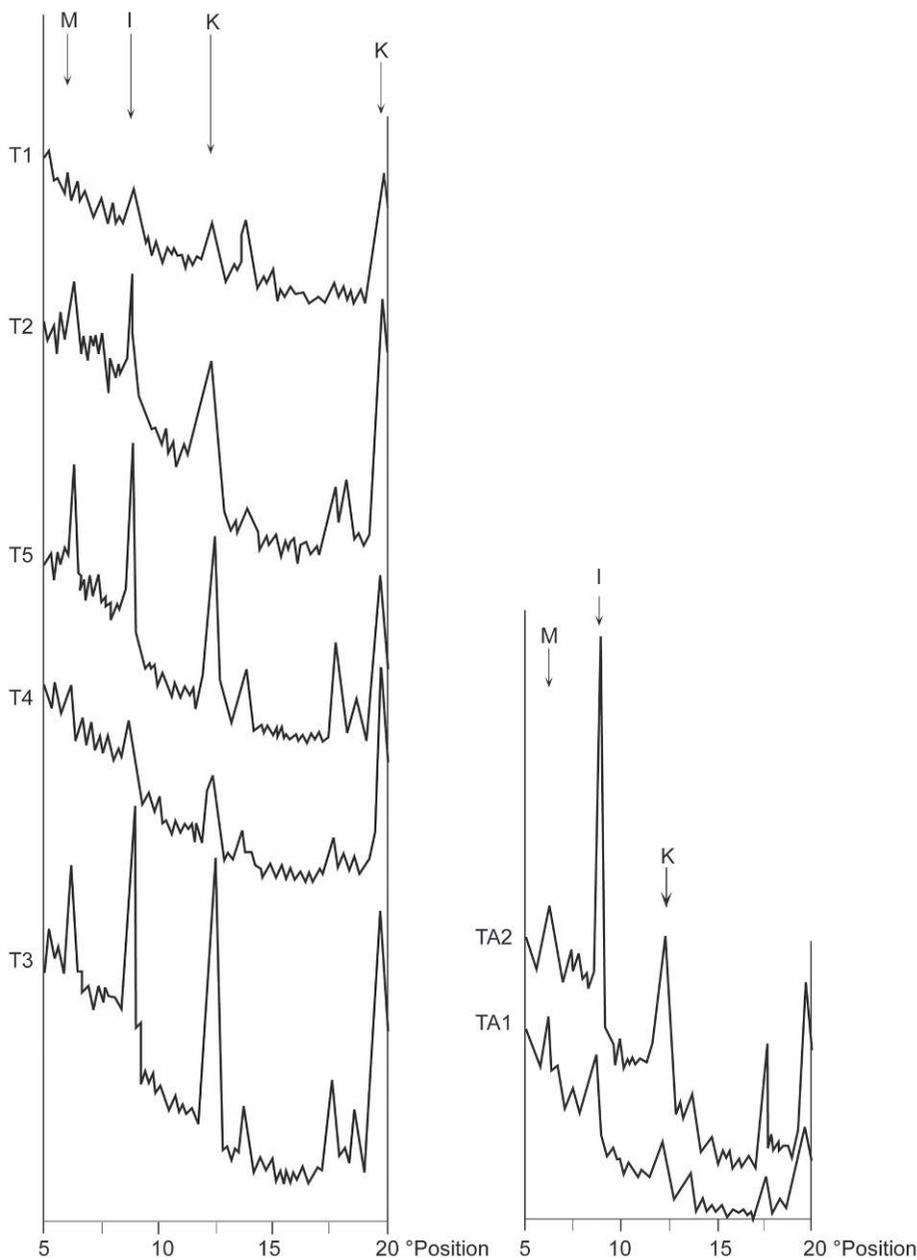


Figure 7 : Spectres de diffraction des rayons X, obtenus sur la fraction < 50µm des échantillons localisés sur les coupes de la figure 2
 T1 : plage actuelle; T2 et T3 : terrasse marine (unité 1); T4 : limon argileux (unité 2); T5 et TA1 : head (unité 4); TA2 : arène.
 X ray diffraction specters on samples located on figure 2

tion ancienne, probablement durant l'interglaciaire éémien. En effet, les dépôts grossiers ressemblent beaucoup à ceux de la plage de Mezpeurleuch en Baie d'Audierne, datés de l'Éémien, stade isotopique 5e par Haslett et Curr (2001). Le matériau apparaît plus grossier que celui des dépôts actuels, excepté les galets projetés par les tempêtes (figure 4). Comme l'ont suggéré H. Regnaud *et al.* (2003), il a pu se mettre en place à la fin de l'interglaciaire marquée par le début de la régression marine weichsélienne. La formation inférieure plus fine, décrite à

Brigneau, ne semble pas résulter d'un interglaciaire plus ancien, car il n'y a pas de ravinement lors de la mise en place du niveau plus grossier. La présence de blocs démesurés peut s'expliquer par la reprise par la mer de blocs glaciels apportés par les débâcles des cours d'eau et abandonnés sur l'estran durant les phases froides de régression marine, comme l'ont montré B. Hallégouët et J.-L. Monnier (1989) et B. Hallégouët et B. Van Vliet Lanoë (1989).

Si à Brigneau, la plaque de micaschistes a une origine locale, ce n'est plus le cas à Trémor où le

bloc de quartzite implique un transport longitudinal par les glaces de la rivière Aven, car il n'y a pas d'affleurement de quartzite à proximité. À Trémor, les galets de quartz très bien émoussés peuvent provenir des formations marines cénozoïques reconnues dans le bassin versant de l'Aven, entre Coray et Scaer (Béchenne et Hallégouët, 2001). Ces données suggèrent un remaniement des dépôts fluviaux de l'Aven par la mer. On trouve une situation assez semblable plus à l'ouest, dans la ria de l'Odet : A. Guilcher (1948) et F. Béchenne *et al.* (1999) ont observé dans les falaises de la baie de Kerogan un niveau à galets coiffant une plateforme d'abrasion vers 2 m au dessus du niveau des hautes mers actuelles. Ce niveau à galets est assimilé à une plage monastirienne par A. Guilcher et à des alluvions fluviales weichséliennes par F. Béchenne *et al.* (1999). On pourrait raccorder l'unité 1 de Trémor à la nappe alluviale périglaciaire weichsélienne, mais tous les galets présentent un émoussé marin et l'altération se révèle trop forte. L'interprétation de ces niveaux à galets reste délicate car la partie aval des cours d'eau a subi l'influence des variations eustatiques et la limite vers l'amont de l'influence de ces variations est difficile à fixer (Blum et Törnqvist, 2000). L'abaissement du niveau marin allonge le cours d'eau qui doit s'adapter, en creusant ou en accumulant, en fonction de la pente de la plaine côtière et du plateau continental. Mises en place lors des périodes froides de bas niveau marin, les alluvions sont souvent recoupées par les dépôts marins accumulés lors des hauts niveaux marins interglaciaires, comme l'ont montré D. Menier (2004) pour les rias du sud de la Bretagne, M. R. Bates (2001), M. R. Bates *et al.* (1997, 2000, 2003) et D. Bridgland *et al.* (2004) pour les rias du Sussex. Du fait de l'évolution tectonique pléistocène du Massif armoricain : surrection différentielle croissante du sud au nord (Bonnet, 1998), les alluvions périglaciaires sont en partie conservées à la base du remplissage des vallées fossiles creusées dans la plateforme continentale sud-bretonne (Menier, 2004 ; Chaumillon *et al.*, 2008 ; Traini *et al.*, 2013). Ces dépôts fluviaux en tresses présentent des profils irréguliers, ce qui rend difficile leur raccordement aux lambeaux de terrasse de l'Aven bien conservés dans le secteur de Rosporden (Béchenne et Hallégouët, 2001). Néanmoins, il apparaît que le profil reconstitué passerait sous la terrasse de Trémor qui aurait donc bien subi une action marine. En effet,

dans la ria, la nappe weichsélienne s'enfonce progressivement sous les vases marines holocènes et ne laisse pas de terrasse fluviale sur les rives des parties centrale et aval. On peut ajouter que les galets des terrasses fluviales de l'Aven, mais aussi des autres cours d'eau, comme l'Isole et la Laïta (Giret, 2006), sont toujours moins émoussés que les galets marins.

La couche de limons argileux (unité 2) qui recouvre sans discordance les galets marins s'est probablement déposée lors du début de la régression marine weichsélienne. Légèrement éolisés, les matériaux, qui ont subi une pédogenèse, proviennent principalement du ruissellement diffus engendrant l'érosion des sols développés sur les schistes des versants pendant la phase éémienne, ainsi que tend à le prouver l'important pourcentage d'argiles et la présence de quelques grains grossiers.

Ravinant les formations précédentes, les colluvions sommitales (unités 3 et 4) sont des heads mis en place au Weichsélien par ruissellement diffus et solifluxion sur sol gelé (Clet *et al.*, 1985 ; Dewolf et Dresch, 1979). L'hétérogénéité du matériau s'explique par le fait que les passées plus grossières résultent de phénomènes de gélifluxion alors que les faciès plus limoneux traduisent une cryoreptation lente et plus superficielle (Calmels et Coutard, 2000). Les grains éolisés peuvent provenir soit de l'estran laissé découvert par la régression marine, soit du continent doté d'une couverture végétale très clairsemée en période glaciaire. A. Guilcher (1948) signale des restes d'*Elephas primigenius* dans les heads du sud de la Bretagne. Toutefois, on ne trouve pas, comme sur la côte nord, de loess typique permettant des datations par la méthode de la thermoluminescence (Loyer *et al.*, 1995).

Ainsi, la transgression holocène, qui s'est accompagnée de plusieurs oscillations du niveau marin (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Verger, 1968 ; Pinot, 1974 ; Pirazzoli, 1996), semble responsable du façonnement d'une côte contraposée, caractérisée par des falaises modelées, tantôt dans les dépôts détritiques, comme on le voit au fond de certaines criques, tantôt dans la roche en place. Actuellement, dans l'ouest de la France, le niveau global de la mer s'élève assez régulièrement à un rythme moyen de l'ordre de 1 mm/an (Regnauld et Dubreuil, 1998), mais les mouvements verticaux de la péninsule bretonne restent incertains : K. O. Émery et D. G. Aubrey (1991) indiquent une

subsidence de 6 mm/an, alors que N. Lenôtre *et al.* (1999) concluent à un soulèvement inégal, entre 0,4 et 1 mm/an.

CONCLUSION

Les coupes de Trémor et de Brigneau montrent que les plages marines, estimées émiennes, peuvent être conservées exceptionnellement dans les rías et que l'érosion marine capable de creuser une encoche basale était plus active qu'elle ne l'est actuellement.

L'aspect discontinu des lambeaux détritiques préservés ne permet pas de les raccorder sûrement entre eux, ni surtout d'étudier leurs rapports précis avec les nappes alluviales des cours d'eau aboutissant dans les rías. De nouvelles recherches géomorphologiques apparaissent nécessaires pour essayer de reconstituer les relations géométriques entre les terrasses alluviales et les terrasses marines. Il semble cependant qu'à Trémor, les alluvions de l'Aven ont été reprises par la mer lors du façonnement de la plateforme d'abrasion émiennaise. Des datations par résonance paramagnétique électronique (RPE) des dépôts des deux sites et des analyses plus fines des heads conservés pourraient probablement mieux mettre en évidence l'évolution paléogéomorphologique de cette partie du littoral breton.

Remerciements

Nous remercions A. Giret qui nous a conduit sur le terrain, A.-M. Mercier (URA 449, Laboratoire des fluorures, Université du Maine) qui a effectué l'analyse des minéraux argileux, J.-J. Pechon qui a réalisé les granulométries avec le granulomètre HR 850 de l'IUT Chimie du Mans et M. Marandola (UPEC) pour la mise au net des figures. Cet article a aussi bénéficié des suggestions et critiques constructives de R. Biagi, P. Lajeunesse et de deux relecteurs anonymes.

Bibliographie

- BARROIS C., 1877. Note sur les traces de l'époque glaciaire en quelques points des côtes de Bretagne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 5, p. 535-537.
- BARROIS C., 1882. Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère, *Ann. Soc. Géol. Nord*, n° 9, p. 239-268.
- BARROIS C., 1885. Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Lorient (88), 1^{re} édition, notice 6 p. Paris, Service des mines (réimpression 1941).
- BATES M. R., 2001. The meeting of the waters: raised beaches and river gravels of the Sussex Coastal Plain/Hampshire Basin, in WENBAN-SMITH F. F., HOSFIELD R. T. (eds), *Palaeolithic Archaeology of the Solent River, Lithic Studies Society Occasional Paper 7*, Lithic Studies Society, London, p. 27-45.
- BATES M. R., PARFITT S. A., ROBERTS M. B., 1997. The chronology, palaeogeography and archaeological significance of the marine quaternary record of the West Sussex Coastal Plain, southern England, UK, *Quaternary Science Reviews*, n° 16, p. 1227-1252.
- BATES M. R., BATES C. R., GIBBARD P. L., MACPHAIL R. I., OWEN F., PARFITT S. A., PREECE R. C., ROBERTS M. B., ROBINSON J. E., WHITTAKER J. E., WILKINSON K. N., 2000. Late Middle Pleistocene deposits at Norton Farm on the West Sussex coastal plain, southern England, *Journal of Quaternary Science*, n° 15, p. 61-89.
- BATES M. R., KEEN D. H., LAUTRIDOU J.-P., 2003. Pleistocene marine and periglacial deposits of the English Channel, *Journal of Quaternary Science*, n° 18 (3-4), p. 319-337.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., 2001. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Rosporden (347), Orléans, BRGM. Notice explicative (2001), 121 p.
- BÉCHENNEC F., GUENOC P., DELANOË Y., LEBRET P., HALLÉGOUËT B., LE MEUR S. 1997. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Concarneau (382), Orléans, BRGM. Notice explicative (1996), 129 p.
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de GUERROT C., COCHERIE A., CARN A., 1999. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346). Orléans : BRGM, 161 p. Carte géologique par F. Béchennec et B. Hallégouët (1999).
- BLUM M. D., TÖRNQVIST T., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward, *Sedimentology*, n° 47, p. 2-48.
- BONNET S., 1998. *Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène*. Doctorat de l'université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, n° 86, 352 p.
- BRIDGLAND D. R., MADDY D., BATES M. R., 2004. River terrace sequences: templates for Quaternary geochronology and marine-terrestrial correlation, *Journal of Quaternary Science*, n° 19, p. 203-218.
- CALMELS F., COUTARD J.-P., 2000. Expérience de laboratoire sur la mobilisation par cryoreptation d'un dépôt de pente schisteux, grossier et hétérométrique, *Permafrost and Periglacial Processes*, n° 11, p. 207-218.
- CHAUMILLON E., PROUST J.-N., MENIER D., WEBER N., 2008. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): a synthesis, *Journal of Marine Systems*, vol. 72, p. 383-396.
- CLET M., COUTARD J.-P., LAUTRIDOU J.-P., OUZOUF J.-C., VAN VLIET LANOË B., 1985. *Evolution des connaissances sur les heads et les plages anciennes du Cotentin depuis l'étude de F. Joly en 1939. Mélanges pour F. Joly*, CERCG du CNRS, p. 449-456.

- DANGEARD L., 1936. Sur la définition d'un étage normannien, *C.R. des Séances de la Société Géologique de France*, p. 164-165.
- DEWOLF Y., DRESCH J., 1979. Le head. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS*, Caen, n° 24, p. 111-112.
- ÉMERY K. O., AUBREY D. G., 1991. *Sea levels, land levels and tide gauges*, Berlin, Springer-Verlag, 237 p.
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L., 1972a. Chronologie relative des plages anciennes, des industries, des limons et des sols fossiles associés du nord de la Bretagne, *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 274, D, p. 2288-2290.
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L., 1972b. Quelques sites du Quaternaire du littoral de la Bretagne septentrionale, *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, vol. 2, p. 83-100.
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L., PEUZIAT J., 1975. Note sur une grotte marine ancienne du Cap-Sizun (Finistère), *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, vol. VII, p. 41-47.
- GIRET A. 2006. Recherches sur le Quaternaire littoral entre l'Aven et la Laïta (1979-1993). Document en ligne [<https://sites.google.com/site/geographie37/home>], 32 p.
- GUILCHER A., 1948. *Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine*. Thèse Lettres, Univ. Paris, 682 p.
- HALLÉGOUËT B., 1990. Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère, *Revue Archéologique de l'Ouest*, Supplément n° 2, p. 45-51.
- HALLÉGOUËT B., MONNIER J.-L., 1989. Formations littorales pléistocènes de Bretagne, *Le temps de la Préhistoire*, Éditions Archéologia, t. 1, p. 114-116.
- HALLÉGOUËT B., VAN VLIET LANOË B., 1989. Héritages glaciels sur les côtes du Massif Armoricain. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 43, n° 2, p. 223-232.
- HASLETT S. K., CURR R. H. F., 2001. Stratigraphy and palaeoenvironmental development of Quaternary coarse clastic beach deposits at Plage de Mezpeurleuch, Brittany (France). *Geological Journal*, vol. 36, p. 171-182.
- LAFORGE M., MONNIER J.-L., 2011. Contribution à la chronostratigraphie du gisement paléolithique inférieur de Menez-Dregan I (Plouhinec, Finistère, France). Corrélations avec les dépôts pléistocènes de la falaise de Gwendrez, *Quaternaire*, vol. 22, n° 2, p. 91-103.
- LENÔTRE N., THIERRY P., BLANCHIN R., BROCHARD G., 1999. Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France), *Tectonophysics*, n° 301, p. 333-344.
- LEVANT M., ANTHORE R., DUPONT J.-P., HALLÉGOUËT B., ROBBE D., 1987. Intercomparaison de méthodes microgranulométriques appliquées à des loess, in Pécsi M. & French H.M. (eds), *Loess and Periglacial Phenomena*. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 11-27.
- LOYER S., VAN VLIET LANOË B., MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., MERCIER N., 1995. La coupe de Nantois (Baie de Saint-Brieuc, France) : datations par thermoluminescence (TL) et données paléoenvironnementales nouvelles pour le Pléistocène de Bretagne, *Quaternaire*, n° 6, (1), p. 21-33.
- MENIER D., 2004. *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique*. Thèse Sciences de la Terre, Université Rennes I, Mémoire de Géosciences, n° 110, 202 p.
- MONNIER J.-L., 1973. *Contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et sédimentologie des limons, des plages et des sols anciens*. Thèse troisième cycle, Trav. Labo. Anthropologie, Rennes, 260 p.
- MONNIER J.-L., LE CLOIREC R., 1985. Le gisement paléolithique inférieur de la pointe de Saint-Colomban à Carnac (Morbihan), *Gallia Préhistoire*, n° 28, p. 6-36.
- MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., HINGUANT S., LAURENT M., AUGUSTE P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C., GEBARDT A., MARGERIE D., MOLINES N., MORZADEC H., YOKOHAMA Y., 1994. A new regional group of the Lower Palaeolithic in Brittany (France), recently dated by Electron Spin Resonance, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 319, série II, p. 155-160.
- MONNIER J.-L., HALLÉGOUËT B., HINGUANT S., VAN VLIET LANOË B., FALGUÈRES C., LAURENT M., BAHAIN J.-J., MARGERIE D., MERCIER N., GEIGL E. M., MOLINES N., 1996. Menez-Dregan (Plouhinec, Finistère) et le Paléolithique inférieur de l'ouest de la France, *Actes du XIIIe congrès de l'Union Internationale des Sciences Préhistoriques et Protohistoriques (UISPP)*, 8-14 sept. 1996, Forlì, Italie, p. 99-114.
- MORZADEC M.-T., 1972. Chronologie des formations littorales pléistocènes du Massif Armoricain, *Comptes-Rendus sommaires de la Société Géologique et Minéralogique de France*, vol. 3, p. 133-136.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T., 1974. *Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques des dépôts organiques littoraux*. Thèse, Mémoires de la Soc. géol. et min. de Bretagne, Rennes, vol. 17, 208 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T., 1999. Littoraux pléistocènes à l'ouest du Massif armoricain : de la rade de Brest à la Baie d'Audierne, *Quaternaire*, n° 10 (2-3), p. 171-179.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T., MONNIER J.-L., 1982. Chronologie relative des cordons littoraux pléistocènes de Bretagne, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, n° 12, p. 195-203.
- PINOT J.-P., 1974. *Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle Ile et l'escarpement continental*. Thèse Lettres, UBO, Lannion, 256 p.
- PIRRAZOLI P.A., 1996. *Sea Level Changes. The last 20 000 years*. Wiley, Chichester, 212 p.
- RÉGNAULD H., DUBREUIL V., 1998. L'élévation du niveau marin dans l'Ouest français : signification climatique et conséquences morphologiques, *Annales de Géographie*, n° 600, p. 117-138.
- RÉGNAULD H., MAUZ B., MORZADEC-KERFOURN M.-T., 2003. The last interglacial shoreline in northern Brittany, western France, *Marine Geology*, n° 194, p. 65-77.
- TRAINI C., MENIER D., PROUST J.-N., SORREL P., 2013. Transgressive systems tract of a ria-type estuary: The Late Holocene Vilaine River drowned valley (France), *Marine Geology*, n° 337, p. 140-155.
- VERGER F., 1968. *Marais et Wadden du littoral français*. Thèse, Bordeaux, Biscaye, 544 p.
- ZAZO C., 1999. Interglacial sea levels, *Quaternary International*, n° 55, p. 101-113.