LE SILLON DE TALBERT : UNE CONSÉQUENCE DES PURGES SUCCESSIVES DU CHENAL DE LA GAINE PAR LES HOULES ET LES TEMPÊTES DE NOROÎT.

Contributions des recherches menées en mer et dans les estuaires du Jaudy et du Trieux.

THE SILLON DE TALBERT: THE RESULT OF SUCCESSIVE SEDIMENT PURGINGS OF THE GAINE CHANNEL BY NOROIT SWELLS AND STORMS.

Contributions from the researches carried out at sea and in the Jaudy and Trieux estuaries.

Jean-Pierre LEFORT
Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Laboratoire d'Archéosciences (bât. 24-25), 74205 CS, 35042 Rennes cedex, France

Résumé. Des comparaisons systématiques entre différentes données connues à terre et en mer telles que le nombre des faciès pétrographiques, la localisation des affleurements potentiels, l'émoussé des galets et des cailloutis, la force des courants de flot et de jusant, les apports relatifs du Jaudy, du Trieux, du large ou exotiques, montrent qu'il est impossible de reconstituer le transit initial des galets du Sillon de Talbert en ne considérant que les données connues à terre. Quatre résultats majeurs se dégagent : 1/ Il n'y a probablement pas eu de mélange entre les apports du Jaudy et du Trieux ; 2/Les affleurements reconnus autour du Jaudy sont suffisants pour expliquer la majorité des galets trouvés sur le Sillon de Talbert ; 3/ Il existe une continuité naturelle entre le Jaudy et le chenal de la Gaine qui le prolonge ; 4/ Les déplacements récents du sillon liés aux tempêtes de Noroît s'opposent à la stabilité spatiale des cailloutis sous-marins.

Abstract. Systematic comparisons between the different offshore and onshore data, such as the number of petrographic faciès, the location of the possible original outcrops, the debris and boulders smoothness, the strength and orientation of the marine streams, the relative contributions of Jaudy, Trieux and from the exotic outcrops, show that it is impossible to restore the transit of the boulders of "Sillon de Talbert" by just looking at the onshore data. After this study four main results can be evidenced: 1/ There was probably no mixing between the Jaudy and Trieux cobbles production; 2/ When taken alone the outcrops surrounding the Jaudy estuary are enough to explain most of the boulders found on "Sillon de Talbert"; 3/ There is a natural continuity between the Jaudy river and the Gaine channel trending in the same direction; 4/ The rapid evolution of the "Sillon de Talbert" ruled by northwest storms opposes the spatial stability of the offshore debris.

1. Introduction

Depuis les premières recherches développées par Le Page (1967) l'essentiel des investigations menées sur le Sillon de Talbert ont plus été consacrées à son évolution récente et à ses déplacements latéraux successifs (Pinot, 1994 ; Morel, 1997 ; Stéphan, 2008 ; Suanez, 2009) qu'à la recherche de l'origine du stock initial de galets. D'autant

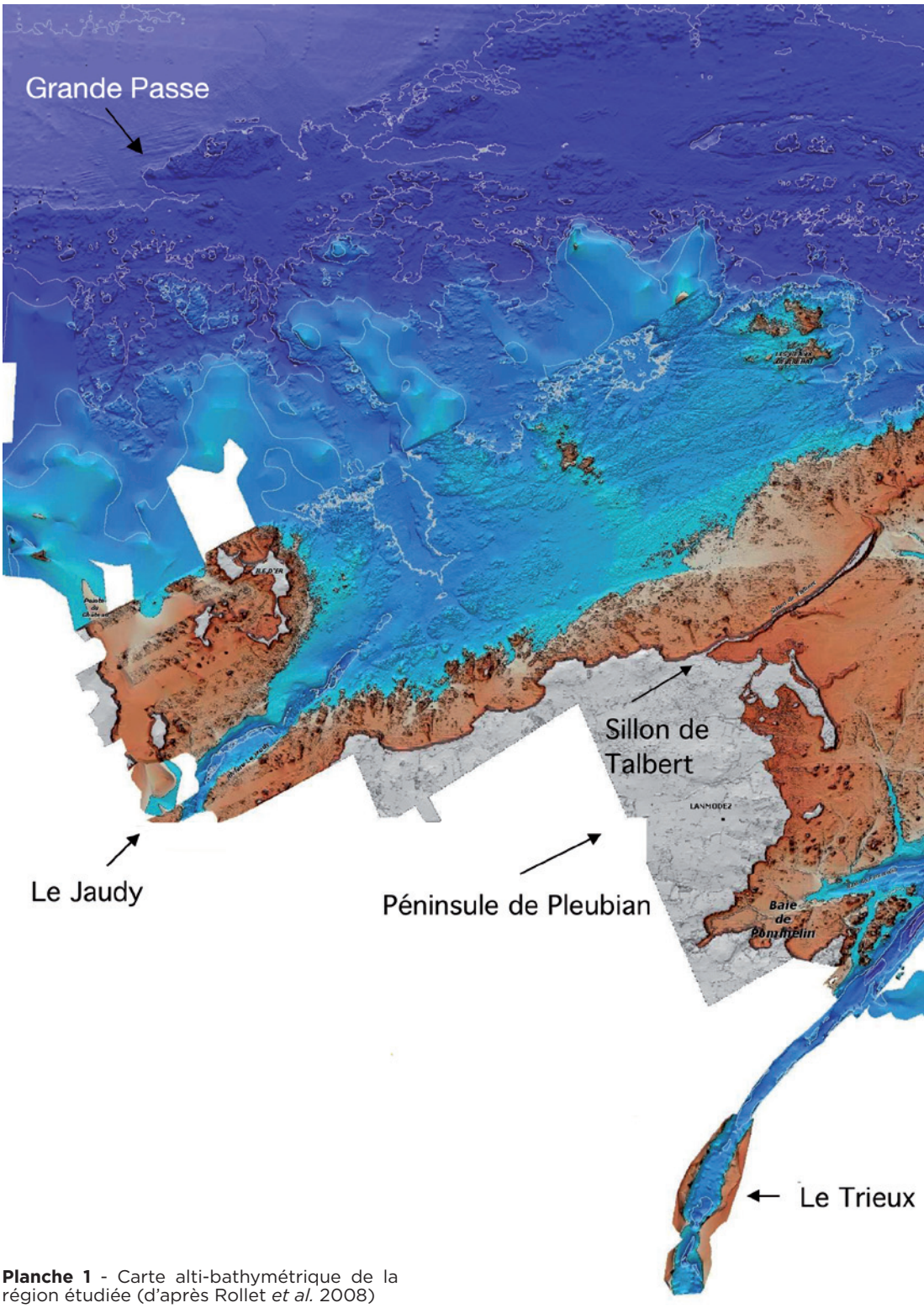
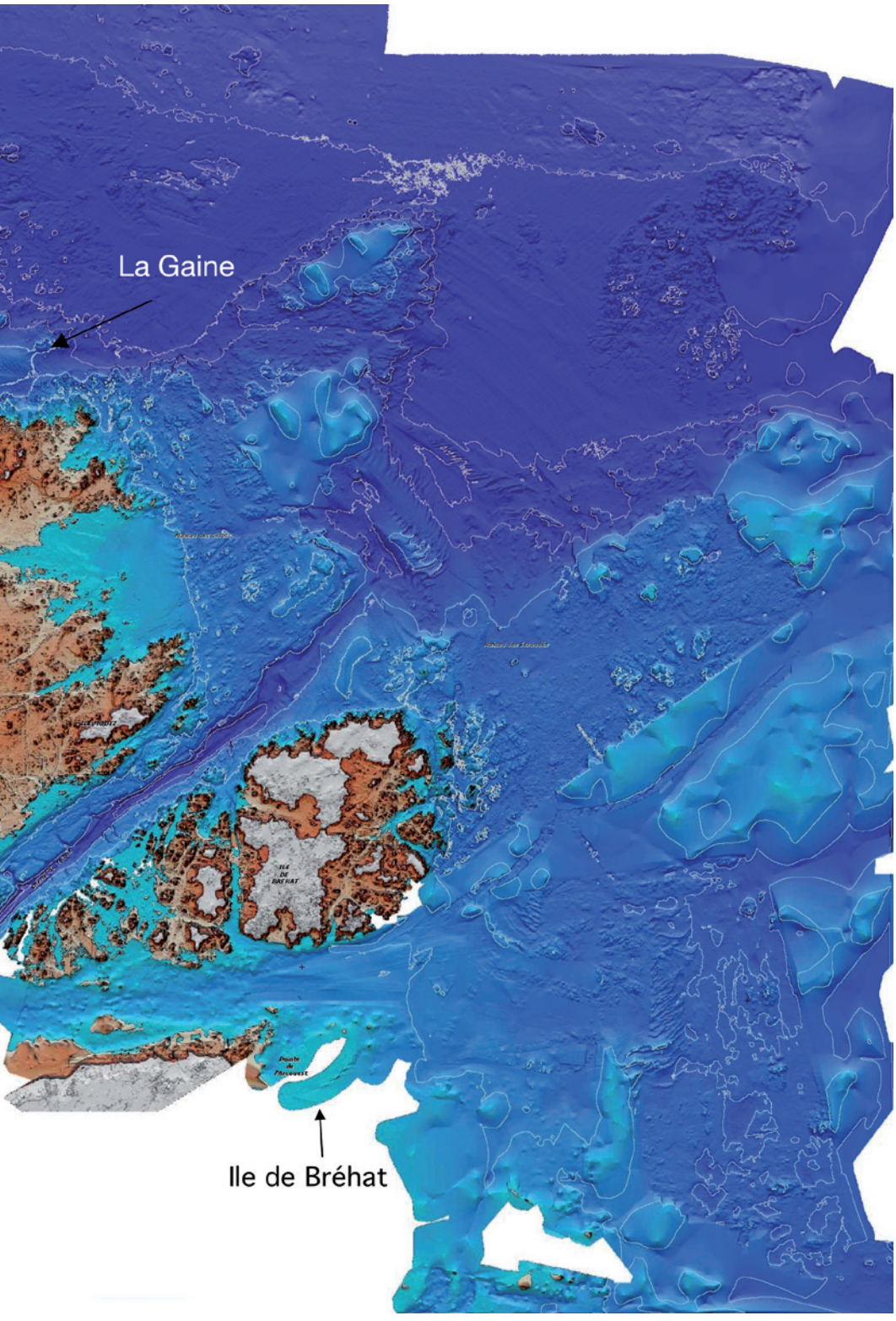


Planche 1 - Carte alti-bathymétrique de la région étudiée (d'après Rollet *et al.* 2008)


La Gaine
Ile de Bréhat

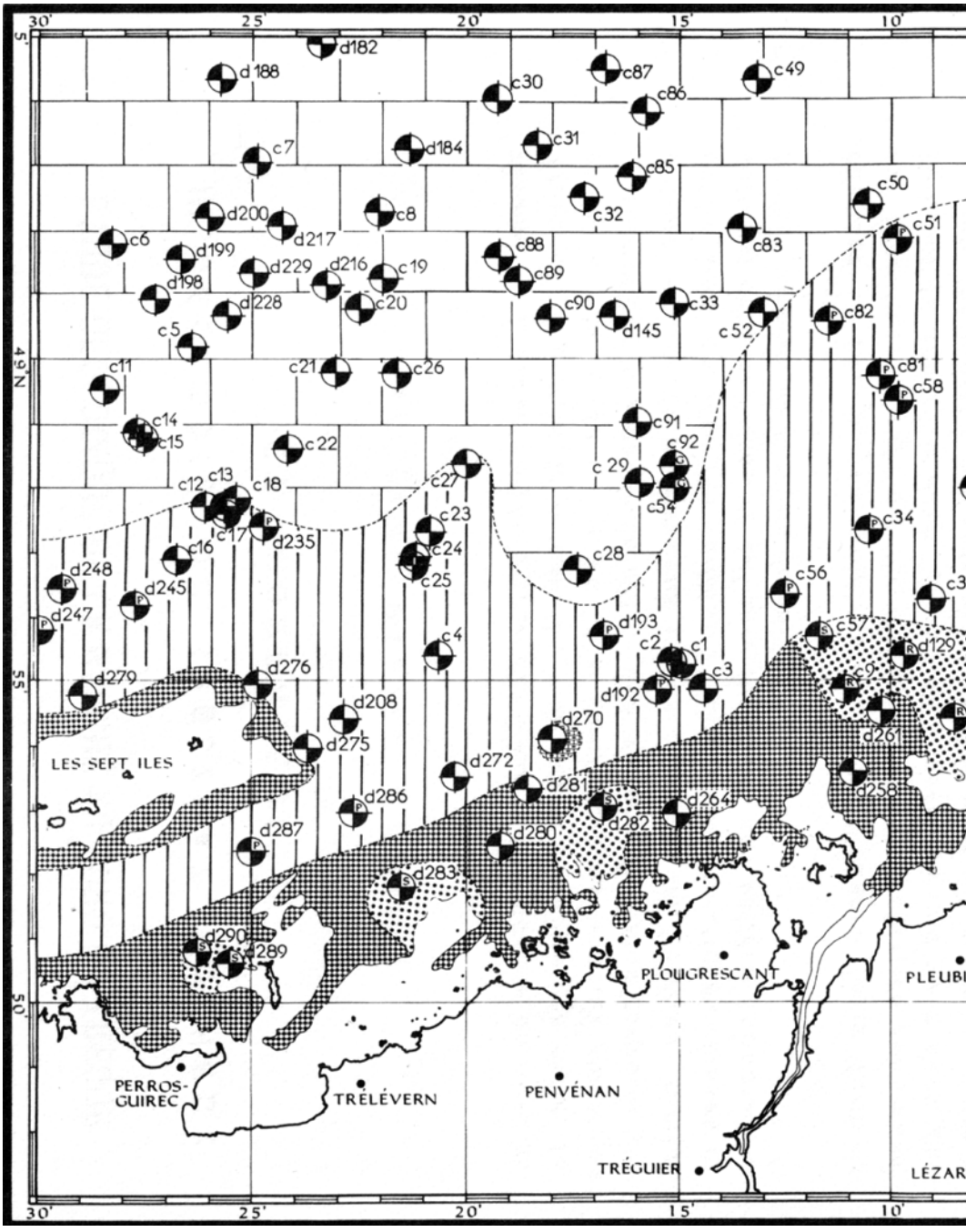
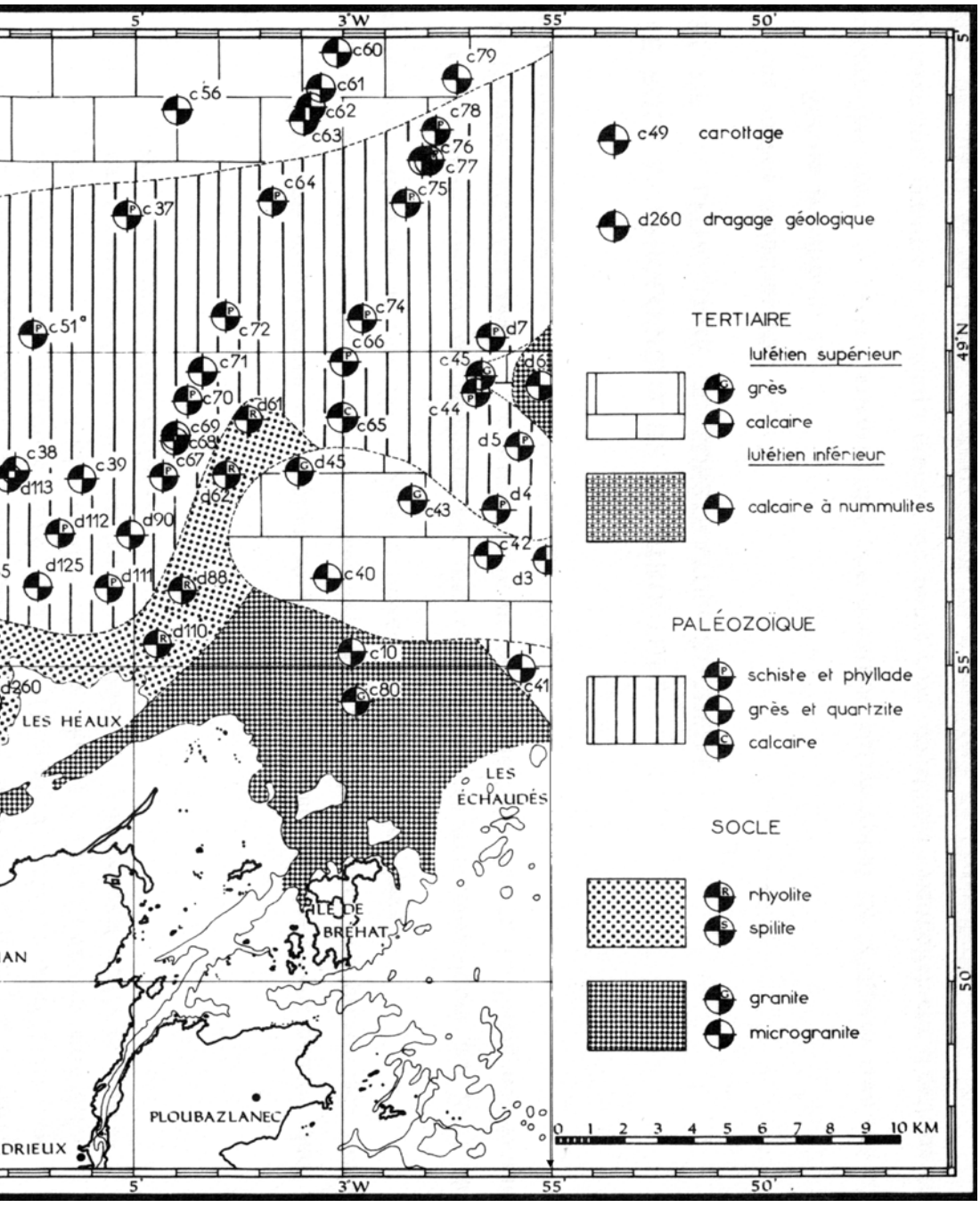


Planche 2 - Carte simplifiée des principales formations géologiques échantillonnées au large du Trég



gor (d'après Lefort 1969 et 1970).

plus que la pétrographie des galets a souvent été très simplifiée, sans chercher à reconstituer leurs différents modes de déplacement ni essayer d'en analyser les transits. C'est grâce aux recherches menées en mer et dans les estuaires du Jaudy et du Trieux, développées dans le cadre de la cartographie du plateau continental (Lefort, 1969 ; 1970a ; 1970b ; 1970c ; 1975 ; Ehrhold *et al*. 2007; 2013), que l'on peut enfin tenter de modéliser ces apports [Planche 1]. Ces connaissances, associées à un long travail de déterminations pétrographiques menés sur le Sillon de Talbert (Toquin *et al.*, 2014), permettent aujourd'hui de proposer un schéma cohérent concernant la migration des galets qui participèrent à l'édification initiale du sillon actuel.

2. Pétrographie des galets échantillonés sur le Sillon de Talbert

Seule une étude pétrographique minutieuse et une bonne connaissance de la géologie de la région à permis de reconnaître l'origine possible des galets qui constituent le sillon [Fig. 1], ce que de rapides survols des affleurements de la péninsule de Pleubian ne permettaient pas. Plusieurs listes pétrographiques décrivant les galets de Talbert, ont déjà été publiées (Toquin *et al.*, 2014 ; Bauchemin, 2017). On s'appuiera ici sur celle dressée par la section géologique du club Vivarmor de Saint-Brieuc, la plus exhaustive, et dont une mouture restreinte avait été déjà été publiée dans « Le Râle d'eau » (Toquin *et al.*, 2014). Elle sera complétée par de très nombreuses observations personnelles inédites. La liste des différents faciès pétrographiques décrivant les galets du Sillon de Talbert et leur possible corrélation avec les affleurements connus à terre s'établit actuellement comme suit :

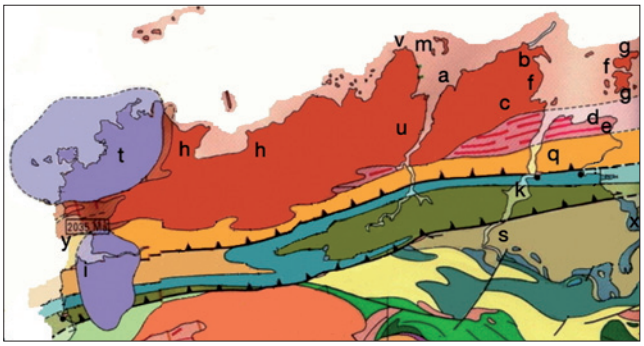


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée du Trégor. Les lettres isolées correspondent aux faciès pétrographiques (a, b, c, d, e, f, etc.) décrits dans le texte. Mises à part les roches d'origine exotique ces indications sont figurées au niveau des affleurements d'où les galets pourraient provenir (dans l'hypothèse ou ils seraient tous d'origine continentale).

a Gneiss icartiens
Orthogneiss ou paragneiss gris datés à environ 2 milliards d'années.

b Granodiorite de Talbert
Blanc verdâtre à nombreuses enclaves sombres

c Microgranodiorite de Pleubian
Vaste massif de part et d'autre du Jaudy

d Microgranite de Loguivi
En filons violacés ou rosés sur le terrain

e Microgranite monzonitique de Launay
Teinte rose. A hornblende

f Granite monzonitique de Pomelin-Bréhat
Teinte rosée à biotite et hornblende

g Granite de Porz Scarff et du Paon (Bréhat)
Granite alcalin à orthose et albite

h Granite de Perros-Guirrec-Port Blanc
Gris à rosé

i Granodiorite de Beg Ar Forn
Issue de la région de Locquémeau

j Spilite de Guilben
Verte à Violacée

k Ignimbrite et rhyolite de Kerroc'h et du Trieux
Rose foncée à violacée

l Tufs de Tréguier
Aspect schistosé, violet, gris à violacé

m Albitophyres d'Er
Vert foncé à cristaux blanc-verdâtres

n Amphibolite de Lanvollon
Briovérien. Sombre à composition basaltique

o Leptynite
Briovérien. Roche claire parfois litée

p Formation de Binic
Schistes (métapélites) et grés (métasiltites)

q Diorite de Keralain
À grandes hornblendes

r Diorite et gabbro de Saint-Quay

s Grés roses et argilites
Ordovicien. Ressemblent au type Fréhel (à feldspaths) ou Erquy (quartzitiques). Argilites rouges et vertes type Brehec et Port Lazo.

t Granite rose de Ploumanac'h
Type La Clarté (à gros feldspaths roses) ou Traouiéros (sombre et verdâtre)

u Dolérites
Vert-noirâtres à composition de basalte.

v Diorite de Castel Meur

w Silex
Blanchâtre, issu des affleurements crétacés

x Phtanites
Microquartzite charbonneux dans le Briovérien de Lamballe ou les conglomérats ordoviciens

y Cornéennes de type Millau

z Pierres ponce et mâchefer
Issues du volcanisme quaternaire islandais et des premiers chalutiers à vapeur

L'ensemble de ces faciès peuvent être réunis en cinq groupes :

– Le groupe des faciès correspondant à des affleurements locaux

(a, b, c, f, m, q, u, v)

– Le groupe des faciès correspondant à des zones traversées par les rivières du Jaudy et du Trieux (d, e, f, g, j, k, l, n, o)

– Le groupe des faciès correspondant à des affleurements éloignés du Sillon de Talbert (h, i, p, r, s, t, x)

– Le groupe des faciès exotiques (w, y, z)

Il est à remarquer que la totalité de ces corrélations, sauf pour les pierres ponces et les mâchefers que nous avons ajoutés, émanent de géologues de terrain qui n'avaient aucune connaissance des données sous-marines.

3. Pourquoi certains types de roches que l'on pensait retrouver sur le Sillon de Talbert n'y sont-ils pas parvenus ?

Sachant que l'on a échantillonné des galets de granite issus des affleurements de Perros-Guirrec (situés à 30 kilomètres à l'ouest du Sillon de Talbert) et des granodiorites de Beg Ar Forn (localisées à 10 kilomètres encore plus à l'ouest), on pensait retrouver sur le sillon, des galets issus d'affleurements géologiques beaucoup plus proches, tels ceux qui s'étendent en mer immédiatement au nord des estuaires du Trieux et du Jaudy.

La carte géologique [Planche 2] qui correspond à une surface 1 200 kilomètres carrés et qui a été dressée à partir de 330 dragages et d'une cinquantaine de carottages de roches (Lefort 1969, 1970b, 1975), montre que les fonds sous-marins de la

région sont composés soit de rhyolites, de spilites, de calcaires, de grés et de schistes dévoniens (souvent charbonneux et peu schistosés semblables à ceux d'Izella, Lefort et Deunff, 1970), ou d'Éocène (Lutétien inférieur à nummulites et Lutétien supérieur gréseux ou calcareux). Mis à part les deux premiers types de roches citées, aucun des autres faciès pétrographiques n'a pu être retrouvé sur le sillon, probablement parce qu'ils correspondent à des roches particulièrement fragiles qui ont dû facilement se déliter lors de leur transport. On peut aussi expliquer leur absence par la morphologie particulière du contact qui sépare les formations cristallophylliennes et métamorphiques des régions paléozoïques et tertiaires submergées. Cette transition est caractérisée par une succession de replats et d'abrupts (Lefort, 1970).

Une étude détaillée menée sur le flanc nord des écueils des Héaux de Bréhat, qui s'étendent immédiatement au nord du Sillon de Talbert (Lefort, 1970), montre bien cette succession de petites falaises et de « marches » subhorizontales, restes des stagnations passées de la mer [Fig. 2]. Il est vraisemblable que ce soit aussi cette pente relativement abrupte, responsable d'un dénivelé vertical de plus de 60 mètres, qui ait interrompu plus ou moins complètement le transport des cailloutis les plus volumineux et les plus fragiles.

Cette observation est importante car elle suggère que les galets qui constituaient le stock de roches ayant permis la construction initiale du Sillon de Talbert n'étaient peut être pas, pour l'essentiel, issus de l'épandage de cailloutis qui recouvre la surface structurale éocène située au nord du Trégor, mais du Trieux et du Jaudy. Ceci est confirmé par les mesures effectuées sur les galets de Talbert qui montrent souvent un émoussé typiquement fluviatile (Bauchemin, 2017). La figure 5 en partie extraite de la carte sédimentologique des fonds marins levée au large du Trégor (Lefort, 1969) montre d'ailleurs qu'il existe au contact entre le socle cristallophyllien accidenté [4, Fig. 3] et la surface dévono-eocène subhorizontale [1, Fig. 3] un dépôt de cailloutis « purs » formant une bande continue parallèle au rivage actuel [2, Fig. 3]. Cette accumulation, à la base du relief de socle trégorrois, parfois associée à des blocs de

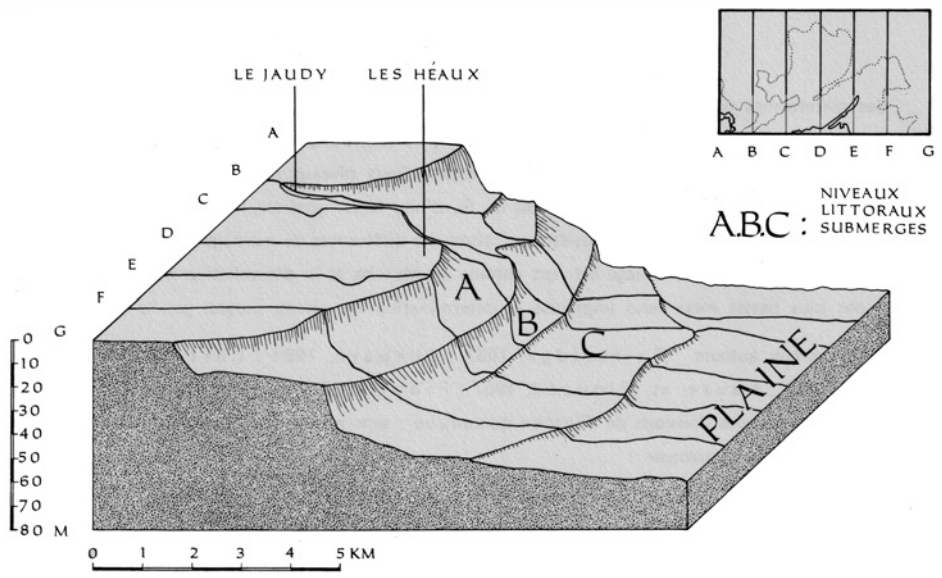


Fig. 2 - Étude géomorphologique détaillée du flanc nord des Héaux de Bréhat (d'après Lefort 1970).

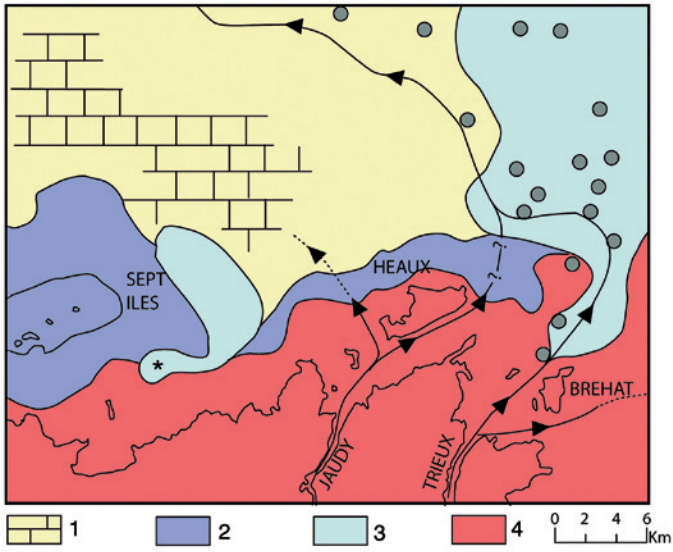


Fig. 3 - Contact entre la surface sub-tabulaire d'âge Dévono-éocène et le relief cristallin et cristallophyllien du Trégor. 1 : surface Dévono-éocène (le figuré de calcaire indique l'extension du karst submergé) ; 2 : ceinture intermédiaire de cailloutis « purs » ; 3 : épandage des spilites (l'étoile indique l'affleurement des spilites sous-marines). 4 : relief cristallin et cristallophyllien du Trégor ; Les points indiquent les sites où des galets de diorite de Keralain ont été prélevés.

grande taille (Ehrhold *et al.* 2007 ; 2013), confirme la faible implication des cailloutis et des galets du large lors des transgressions successives.

Le cas du conglomérat pléistocène qui n'a pas, lui non plus, été retrouvé sur le sillon est un peu particulier. Ce conglomérat très peu épais, dont on sait qu'il résultait de la décalcification des formations lœssiques déposées pendant les périodes de régression affectant la partie méridionale de la Manche occidentale [3, Fig. 4], est le seul témoin encore visible témoignant de l'existence passée de dépôts éoliens très fragiles (Lefort, 1969 ; Lefort *et al.*, 2011 ; 2013a ; 2013b). Ce conglomérat, riche en galets de plage, est par exemple visible à terre à la base des falaises lœssiques de la Baie de Saint-Brieuc (Danukalova *et al.* 2017). C'est d'ailleurs pourquoi on peut se demander si certains des petits affleurements de conglomérat connus juste à l'ouest du Sillon de

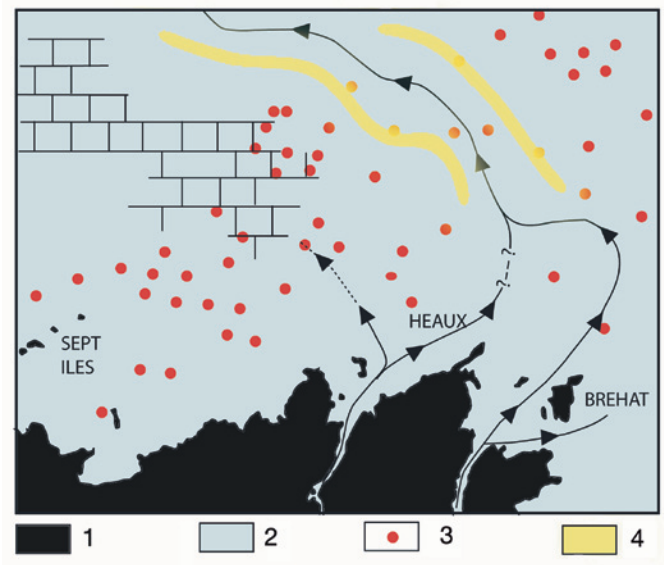


Fig. 4 - Trajets des cours sous-marins du Jaudy et du Trieux. 1 : Trégor ; 2 : Manche Occidentale et relief karstique submergé; 3 : conglomérats pleistocènes prélevés par dragage ou carottage ; 4 : accumulations de galets frangeant le cours sous-marin du Trieux.

Talbert, et aujourd'hui considérés comme des restes de sillons antérieurs (Stéphan, 2009), ne correspondent pas en réalité à d'anciens conglomérats pléistocènes rubéfiés. L'absence apparente de galets de conglomérat pléistocène dans le Sillon de Talbert semble, comme c'était le cas pour les formations dévoniennes et les faluns éocènes, liée à leur destruction lors de leur transport à travers l'abrupt côtier.

Au total, la remontée de cailloutis à contre-pente est documentée, par exemple, par la présence de granites de Perros-Guirrec et par celle de granodiorites de Beg Ar Forn sur le sillon, mais elle est aussi à l'origine d'un tri granulométrique et de la destruction des faciès pétrographiques les plus fragiles.

4. Les apports du Trieux et du Jaudy

La péninsule de Pleubian est encadrée par les rivières du Trieux et du Jaudy qui traversent presque les mêmes affleurements géologiques à terre [Fig. 1]. Elles auraient donc, en principe, été responsables des mêmes types d'apports de sédiments grossiers vers la mer. Elles sont toutefois dissemblables dans leur parcourt, principalement au niveau de leur estuaire.

4.1. L'estuaire du Trieux et son cours submergé

Cet estuaire s'élargit immédiatement au nord de l'île de Bréhat. À ce niveau les abrupts qui avaient été enregistrés au large des Héaux de Bréhat disparaissent brusquement [Planche 1 et Fig. 2]. Il a été possible de suivre le cours submergé de ce fleuve sur plus de 40 kilomètres grâce à de nombreux sondages à ultra-sons (Lefort, 1970b). Après avoir buté le long d'une remontée de socle située à l'est, il tourne brusquement de 90 degrés vers le nord-ouest en suivant la ligne de plus grande pente. La profondeur de son lit principal ne dépasse jamais plus de 5 mètres au niveau des affleurements éocènes. Il est par contre bordé de part et d'autre, et de façon continue, par deux cordons de galets globalement plus érodés [Fig. 4]. Le lit central et les deux cordons de galets latéraux correspondaient au lit majeur du fleuve. Celui-ci aurait été recreusé d'à peu prés 3 mètres en son centre lors de la descente du niveau de base du Trieux liée aux derniers abaissements du niveau de la mer.

4.2. Le cours du Jaudy

Le Jaudy n'a pas, de nos jours, un débit aussi important que celui du Trieux et il est probable, si l'on en juge par la largeur de son lit, qu'il en a toujours été ainsi. Ce fleuve ne montre pas non plus de lit submergé identique à celui du Trieux lorsqu'on tente de le prolonger vers le nord vers la surface tabulaire éocène [Fig. 4]. Son embouchure se divise en fait en deux branches : la « Grande Passe » et « La Gaine » [Figs. 3 et 7].

– La « Grande Passe » correspond à un court canal tournant vers le nord-ouest, à angle droit par rapport au lit principal du fleuve. Sa profondeur évolue irrégulièrement de 11 à 15 mètres. Ses fonds tapissés de sable fin suggèrent qu'aujourd'hui cette « Passe » subit peu l'effet de chasse accompagnant la descente des marées. Vers le nord-ouest cette branche du Jaudy se dirige directement vers un karst sous marin, montrant la même orientation, puis disparaît [Figs. 3 et 4]. Il est pratiquement certain que ce karst jouait le rôle de bétoire, le fleuve devenant alors souterrain.

– « La Gaine » qui correspond à un couloir linéaire contrôlé par la large faille séparant Les Héaux de Bréhat de la péninsule de Pleubian est par contre parfaitement alignée avec l'orientation générale du fleuve [Figs. 3 et 4]. Il est probable que c'est par cet exutoire que le fleuve évacuait l'essentiel de ses sédiments grossiers, leur déplacement sur le fond y étant plus naturel que par la « Grande Passe » qui tourne brusquement à angle droit. Cette déduction est confirmée par l'absence de cordons de galets de part et d'autre du parcourt sous-marin du fleuve vers le nord-ouest. Les fonds de la « Gaine » sont moins importants et varient seulement de 2 à 7 mètres de profondeur. La vitesse des courants qui parcourent ce canal est importante et identique à celle des courants mesurés plus au large puisqu'ils atteignent 3 à 4 nœuds en surface. L'observation la plus importante est cependant que le chenal de la « Gaine » soit en parfaite continuité avec l'embouchure du Jaudy et qu'il soit sur la totalité de sa longueur parallèle à la direction du Sillon de Talbert [Fig. 7].

4.3. Les participations relatives du Jaudy et du Trieux à l'édification du stock initial de cailloutis à l'origine du Sillon de Talbert.

Il a été nécessaire de trouver des marqueurs pétrographiques fiables pour estimer les participations relatives du Jaudy et du Trieux à l'édification du stock initial de cailloutis à l'origine du Sillon de Talbert.

– Lors des différents dragages réalisés en mer et dans les estuaires, nous avons relevé systématiquement la présence de galets de diorite de Keralain car ce faciès singulier, dont on ne connaît que deux très petits affleurements (l'un au milieu du Trieux à la hauteur du port de Lézardrieux et l'autre en amont du Jaudy), peut révéler à lui seul la contribution globale de chacun des deux fleuves en galets. La figure 3 montre l'extension de l'épandage de ce type de roche en mer. On note que cet épandage est bien localisé et suit de près le cours submergé du Trieux sans s'étaler vers l'ouest. Ce résultat suggère que les quelques galets de diorite de Keralain échantillonnés sur le Sillon de Talbert ne sont probablement pas issus du Trieux. On peut étendre avec prudence cette conclusion à l'ensemble des galets échantillonnés sur le sillon.

On n'a trouvé aucun galet de diorite de Keralain à la sortie de la « Grande Passe » ni dans son prolongement septentrional.

– Si l'on suit le raisonnement précédent on peut aussi se demander si les galets de grès roses échantillonnés sur le Sillon de Talbert sont bien issus des formations ordoviciennes de Bréhec, de Plourivo ou de Fréhel. Il est en réalité extrêmement probable qu'ils soient plutôt issus du Banc des Langoustiers, petit plateau de socle paléozoïque gréseux émergeant au milieu de la dalle éocène [Fig. 5], situé à 52 kilomètres immédiatement au nord du Trégor (Lefort, 1975) mais jamais considéré auparavant.

– Selon la même logique, il aussi pratiquement certain que les ignimbrites et les rhyolites prélevées dans le Sillon de Talbert ne sont pas issues du site de Kerroc'h ni de la vallée du Trieux, mais du large affleurement de même nature localisé au nord des Héaux de Bréhat tout proche (Lefort, 1975) [Planche 2].

– En mer, les galets de spilites occupent deux surfaces très différentes. L'une se superpose globalement à l'épandage des diorites de Keralain et a donc été transportée par le Trieux. L'autre est tributaire d'un petit affleurement sous-marin découvert à l'Est de la Baie de Perros-Guirec [Fig. 3] (Lefort, 1970b).

5. La dérive littoral des cailloutis libérés par la gélifraction des abrupts côtiers

La comparaison entre la carte de distribution des sédiments prélevés au large du Trégor (Lefort, 1969) et celle où figure l'abrupt morphologique qui limite au nord le domaine cristallin et cristallophyllien submergé (Lefort, 1970b), montre que les cailloutis sont plus purs et les plus épais à la base de cet abrupt [Fig. 3]. C'est aussi la zone où l'on observe les courants les plus importants puisqu'ils peuvent atteindre 3,5 et même 4 nœuds en surface. Même si la vitesse des courants sur le fond est souvent légèrement inférieure (Sverdrup, 1957), ceux-ci restent néanmoins très importants. On sait encore que les courants de « flot » sont, sauf à de très rares exceptions, supérieurs aux courants de « jusant » (Carruthers, 1927). Au large du Trégor, la dérive globale de l'Ouest vers l'Est peut être estimée à 5 milles par jour (Lefort, 1969). Cette dérive à été confirmée grâce à une expérimentation utilisant des sables radioactifs (Le Gorgeu et Boillot, 1964), et vérifiée par nos observations. On observe ainsi que le transit ouest-est total des granodiorites de Beg Ar Forn (localisées prés de Locquémeau) jusqu'au Sillon de Talbert est de l'ordre de 45 kilomètres [Fig. 1]. La dérive des spilites issues du gisement localisé à l'Est de Perros-Guirrec n'est que d'une vingtaine de kilomètres [Fig. 3]. Enfin la dérive ouest-est de la diorite de Keralain, dispersée le long du cours submergé du Trieux n'est au maximum que de un à deux kilomètres. Il semble donc que les dérives de galets et de cailloutis décroissent vers l'Est. Il n'a par contre pas été possible de démontrer l'existence de dérives de sédiments grossiers de l'est vers l'ouest.

On ignore si les transferts de l'ouest vers l'est résultaient surtout de progressions par roulement sur le fond ou s'ils résultaient du déplacement en surface de galets qui dérivaient suspendus aux crampons des algues flottantes ou du transport par des glaces flottantes.

La découverte de reliefs karstiques et de dolines affectant l'Éocène du nord du Trégor [Figs. 3 et 4], observés par sondages à ultrasons (Lefort, 1970b) et par imagerie sous-marine (Ehrhold *et al.*, 2007), permet de tester quel était le mode de transport principal. Les images enregistrées sur le fond montrent de façon claire que les dolines et le karst submergé ne sont jamais comblés de galets ou de cailloutis. Ce qui implique que les transferts sur le fond devaient être limités et plaide plutôt en faveur de l'existence d'un transport par suspension sous des algues ou par des glaces flottantes dérivant vers l'est.

Quelqu'ait pu être le mode réel de transport, le transfert des galets depuis la base de la falaise cristallophyllienne vers le Sillon de Talbert devait préférentiellement s'effectuer par le canal de la « Grande Passe » [cf § 4.2] plutôt que par les écueils affleurant associés au haut fond des Héaux de Bréhat qui formaient un barrage lors des périodes de transgression maximum [Fig. 7].

6. La dérive des galets exotiques (Figures 5 et 7)

Ces galets sont en général de petite taille et souvent bien arrondis.

– Les Silex sont issus le plus souvent des affleurements campaniens ou maestrichtiens connus en Manche Occidentale (Lefort, 1975). Les affleurements les plus proches sont éloignés d'au moins cent kilomètres ; c'est pourquoi il est impossible de reconstituer leur histoire et leurs transits possibles. Il est à noter que la quantité de

silex retrouvés sur le Sillon de Talbert n'est probablement pas représentative du stock initial de galets compte tenu des prélèvements effectués par les paléolithiques et les néolithiques (Lefort *et al.* 2007).

– Les pierres ponce sont extrêmement rares. De couleur grise ou beige elles montrent toujours des faciès à très petites bulles. Ces roches, arrivées par flottaison sont un peu plus fréquentes sur la façade atlantique ou elles ont été datées de 6 700 ou de 4 000 ka, ce qui permet de situer leur origine en Islande (Binns, 1972). Elles ont été initialement transportées par le Gulf Stream ce qui explique leur relative abondance en Écosse et en Norvège. On sait, là encore, qu'elles étaient prélevées par les paléolithiques (Giot, 1972) et que leur fréquence actuelle n'est pas significative des dépôts originels.

– Les blocs ou galets de mâchefer ont souvent été confondus avec les pierres ponce et ont aussi été transportés par flottaison. Ils sont de couleurs variées allant du brun au noir avec des irisations bleues ou roses et montrent des cavités parfois importantes avec des figures de fusion. Ces débris sont issus des rejets des premiers treuils à vapeur des voiliers ou des chaudières des chalutiers à vapeur. Les blocs de charbon non consumés que l'on drague parfois en Manche n'ont jamais, pour l'instant, été retrouvés sur le Sillon de Talbert.

La figure 5 résume et schématise l'ensemble des transits des cailloutis et des galets tels qu'ils peuvent être reconstitués à partir des données marines.

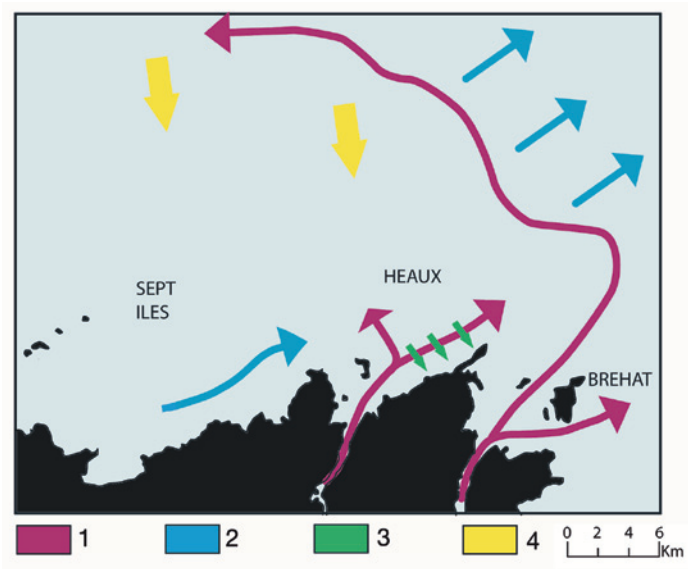


Fig. 5 - Reconstitution schématique des différents transits de sédiment grossiers documentés par les données marines. 1 : transits fluviatiles ; 2 : dérives littorales liées au flot; 3 : transits liés aux tempêtes de noroît ; 4 : apports exotiques.

7. Modalité du transfert des galets du chenal de la Gaine vers le Sillon de Talbert

Mises à part les roches d'origine locale, qui sont globalement les plus nombreuses, la recherche de références pétrographiques à terre faisait plutôt privilégier les apports du Trieux (Toquin *et al.*, 2014). Toutefois les données collectées au large du Trégor et dans les estuaires montrent qu'il existait aussi des diorites identiques à celle de Keralain dans le Jaudy, que des affleurements de spilites et de rhyolithes très proches

de l'estuaire du Jaudy sont cachés sous la mer et que des grés rouges sont connus sur le Banc des Langoustiers situé au nord des Héaux de Bréhat, montrant ainsi que les contributions du Jaudy, même si moins abondantes que celles du Trieux étaient réelles.

Compte-tenu de la difficulté à déplacer galets et cailloutis contre les courants de flot dominants, les transits de galets depuis l'estuaire du Trieux vers l'ouest devaient être très rares. Les résultats acquis, tant au nord qu'à l'est des Héaux de Bréhat, montrent que toute cette zone est dépourvue de galets de Keralain ; elle ne montre pas non plus d'équivalent sédimentologique à l'énorme quantité de galets cartographiés le long du cours submergé du Trieux, suggérant ainsi qu'il n'y a eu que peu ou pas de mélange entre les apports des deux fleuves.

Ainsi que cela a été établi grâce aux études détaillées menées au niveau du sillon actuel (Stéphan, 2008) on sait que le moteur principal des déplacements latéraux du Sillon de Talbert est lié au phénomène de rollover initié par les tempêtes et les grosses houles de nord-ouest qui dominent largement dans la région (Pinot, 1994 ; Morel, 1997 ; Stéphan, 2008). C'est la raison pour laquelle la source des galets qui forment aujourd'hui le sillon est à rechercher soit au nord, soit au nord-ouest de cette structure. Le chenal de la « Gaine » [Figs. 6 et 7], qui lui est grossièrement « parallèle » sur toute sa longueur représente la source potentielle la plus proche [Figs. 6 et 7].

Plusieurs indices montrent qu'il y a existé une continuité physique entre ce chenal et le sillon actuel :

– On sait par exemple, que des restes d'un sillon fossile persistent sur l'estran situé à l'ouest du sillon actuel (Stéphan, 2008).

– L'orientation de la passe de la « Gaine », perpendiculaire aux tempêtes dominantes et de faible profondeur représente par ailleurs une source potentielle de galets facile à excaver.

– De nombreux marqueurs pétrographiques, identiques à ceux qui ont été échantillonnés sur le Sillon de Talbert, ont été reconnus dans le Jaudy (diorite de Keralain) et dans son estuaire (Albitophyres d'Er, gneiss icartiens, granodiorite de Talbert, microgranite de Pleubian). Jaudy et estuaire sont en connexion directe avec le chenal de la « Gaine » lui-même bordé par les rhyolites et les ignimbrites des Héaux de Bréhat [Planche 2 et Fig. 6]. Les spilites sous-marines et les cailloutis issus du Trégor occidental qui progressaient vers l'est à la faveur de la dérive littorale ont du s'associer à ce matériel lors des phases transgressives en empruntant les ensellements topographiques situés immédiatement au nord entre l'île d'Er et les Héaux [Fig. 7].

M. Guillaume

Fig. 6 - La Passe de la « Gaine » et sa bordure de galets vue du Sillon de Talbert.

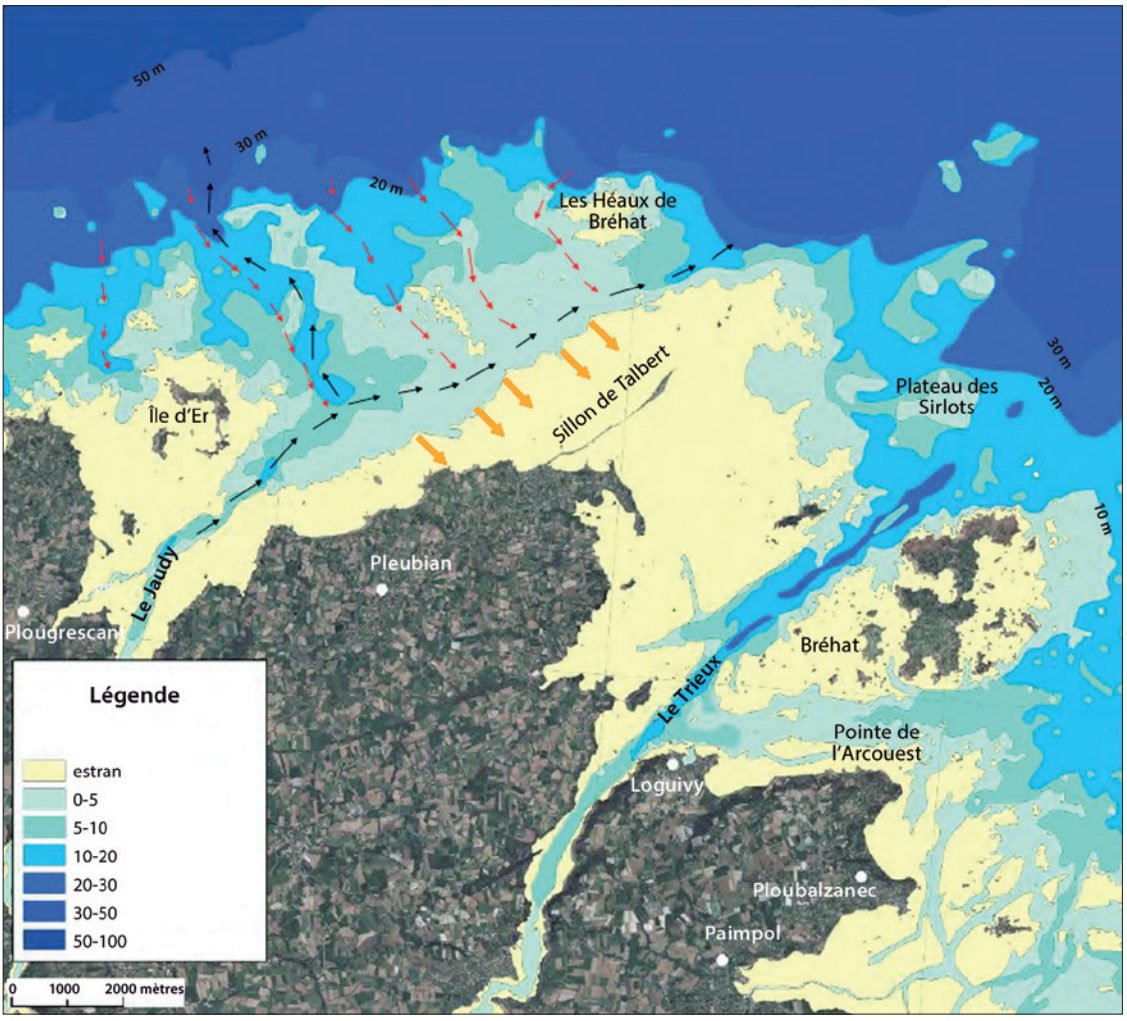


Fig. 7 - Transits des galets vers et depuis le chenal de « Gaine ». Flèches noires : transport fluviatile ; flèche rouges : transits des galets et des cailloutis autochtones, issus de la dérive côtière ou du large ; flèches jaunes : transit des galets collectés dans la Passe de la « Gaine » vers le sillon de Talbert sous l'effet des houles et des tempêtes de noroît.

– Les queues de comètes cartographiées sur l'estran occidental du sillon qui indiquent globalement des directions de transport sont, elles aussi, globalement orientées vers le nord ou le nord-ouest. Il existe aussi sur les images de Google Earth, entre Les Héaux de Bréhat et l'île d'Er, d'étroites trainées blanches dans leur prolongement, mais sous quelques mètres d'eau, recoupant aussi bien la foliation des microgranites de Pleubian que celle des ignimbrites des Héaux. Des images semblables, mais avec des directions différentes, ont été enregistrées par sonar ailleurs au large du Trégor (Ehrhold *et al.*, 2013). Elles correspondent à des bandes de débris coquilliers finement broyés orientées dans le sens des courants. À l'ouest des Héaux ces bandes claires semblent souligner la trace des houles et des tempêtes qui empruntaient les ensellements cités précédemment [Fig. 7].

– On remarquera enfin que les sinuosités qui affectent les dépôts les plus occidentaux du Sillon de Talbert épousent souvent ces directions de transport.

8. Conclusion

– L'étude de la migration sous-marine des cailloutis, tant en mer que dans les estuaires du Jaudy et du Trieux, a montré que les sédiments grossiers rejetés par ces deux fleuves ne s'étaient probablement pas mélangés.

– L'intégration des données géologiques connues à terre et en mer incite à privilégier le Jaudy et le chenal de la « Gaine » comme source des galets reconnus sur le sillon Talbert.

– La mobilité parfois spectaculaire du sillon à terre pourrait faire croire que les agents hydrodynamiques qui transportent actuellement les sables et les graviers marins (Lefort, 1969 ; 1970a ; Ehrhold *et al.*, 2013) ont aussi contrôlé la migration des cailloutis submergés. Il n'en n'est rien : l'image que donne la distribution des éléments sous-marins les plus grossiers est une image fossile qui témoigne de la situation qui prévalait juste avant la dernière transgression marine. Si les courants actuels avaient été réellement actifs sur ces matériaux, les galets issus du Jaudy et du Trieux se seraient mélangés au nord de Bréhat et les dolines sous-marines et le relief karstique submergé seraient aujourd'hui totalement comblés.

– En fin de compte le Sillon de Talbert et les levées de galets qui suivent le cours submergé du Trieux résultent d'un même phénomène sédimentologique : chaque fleuve a évacué séparément ses propres matériaux grossiers vers la mer, avec cette différence toutefois, que le fort débit du Trieux lui à permis de transporter ses matériaux très au nord de son estuaire alors que le faible débit du Jaudy ne lui permettait de transporter ses galets que jusqu'au chenal de la « Gaine ». Les houles et les tempêtes de noroît dispersant ensuite ces accumulations systématiquement vers l'est.

Remerciements :

Je remercie M. Guillaume de m'avoir transmis sa liste des différents types de galets reconnus sur le Sillon de Talbert.

Références

Bauchemin C., 2017 – *Étude de la provenance et des modes de transport des galets du Sillon de Talbert*. Master 2, Sciences de la terre et de l'Univers, RMP, Université de Rennes 1 : 1-25.

Binns R.E., 1972 – Composition and Derivation of Pumice on Postglacial Strandlines in Northern Europe and the Western Arctic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 2303-2324.

Carruthers, 1924 – Investigations about the water movements in the English Channel, summer 1924. *Jour. Mar. Biol. Ass. U.K.,* p. 685-721, Plymouth.

Danukalova G., Lefort J.-P., Monnier J. L., Osipova E., Pustoc'h F. & Le Bannier J. C., 2017 – Sedimentological and malacological comparisons between the Upper Saalian and Upper Weichselian lœss superimposed in the Nantois cliff (Brittany, France): Reconstruction of their environments south of the British Ice Sheet. *Archeosciences*, 41 (2), p. 63-84.

Ehrhold A., Guennoc P., Choisnet J., Biscara L., 2007 – Morphologie détaillée du domaine côtier sous-marin du Trégor oriental (Côtes-d'Armor) : structures géologiques et évolution quaternaire. *Actes du X^e colloque de Assoc. Sédimen. Fr.*, Caen du 23-25/10, p. 110, 358 p.

Ehrhold A., Chevalier C., Houlgatte E., Autret E., Drussel B., Pluquet F., Alix A.-S., Biscara L., Choisnet J., Gaffet J.-D., Caisey X., Hamon D. & Bajjouk T., 2013 – *Réseau*

de surveillance benthique (REBENT) – Région Bretagne. Approche sectorielle subtidale: Identification et caractérisation des habitats benthiques du secteur Trégor-Goëlo. RST/ IFREMER/ODE/DYNECO/ Écologie benthique /13-01/REBENT, 81 p. + 8 annexes.

Giot P.-R., 1972 – La pierre ponce des sites préhistoriques de Bretagne. *Bull. Soc. Préhist. fr. Comptes rendus des séances mensuelles*, 69, 5, p. 159.

Lefort J.-P., 1969 – *Étude géologique de la Manche au nord du Trégor*, Thèse, 1e partie : Les dépôts pleistocènes, Université de Rennes 1, p. 93-115.

Lefort J.-P., 1970a – *Étude géologique de la Manche au nord du Trégor*, Thèse, 2è partie : Le problème des sables calcaires : La sédimentation actuelle, Université de Rennes 1, p. 11-23.

Lefort J.-P., 1970b – *Étude géologique de la Manche au nord du Trégor*, Thèse, 3è partie : géologie du substrat rocheux et morphologie, Université de Rennes 1, p. 89-103.

Lefort J.-P. & Deunff J., 1970 – Découverte de paléozoïque à microplancton au sud de la Manche occidentale. C. R. Acad. Sc. Paris, 270, p. 271-274.

Lefort J.-P. ,1975 – Étude géologique du socle anté-mésozoïque au nord du Massif Armoricain : limites et structures de la Domnonée. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, série A, 279, p. 123-135.

Lefort, J.-P., Monnier, J. L. & Marcoux, N., 2007 – Apport de la géologie marine à la détermination des sources de matières premières au Paléolithique dans le Massif Armoricain: Origine possible du silex utilisé sur les stations Paléolithiques inférieur de Menez Dregan (Plouhinec, Finistère, France). Implications paléoclimatiques et paléoenvironmentales. *Quaternaire* 18(3), p. 233–41.

Lefort J.-P., Danukalova G.A. & Monnier, J.-L., 2011 – Origin and emplacement of the lœss deposited in Northern Brittany and under the English Channel. *Quaternary International*, 240, p. 117-127.

Lefort J.-P., Danukalova G. & Monnier J.-L., 2013a – Why the submerged sealed beaches, last remnants of the low stands of the Upper Pleistocene regression, are better expressed in the Western than in the Eastern English Channel? *Geo-Eco-Marine,* Romania, 19, p. 1-16.

Lefort J.-P., Monnier J.-L. & Danukalova G., 2013b. – Deflation and transportation of the Upper Pleistocene Lœss particles by katabatic winds during the lowstands of the English Channel: New data and new constrains. Contribution of the heavy minerals. SEQS/INQUA Meeting, Constantsa, Romania, *National Institute of Marine Geology and Geoecology, Bucharest*, p. 25-26.

Le Gorgeu, J.-P. & Boillot G., 1964 – La migration des sables marqués au large de Roscoff. *C. R. Acad. Sc.Paris:* 259, p. 4082-4085.

Le Page R., 1967 – Le Sillon de Talbert. *Penn Ar Bed*, 48, p. 1-20.

Morel, V., 1997 – *De la géomorphologie à la gestion des cordons de galets littoraux de bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, sud Angleterre) et réflexions générales,* Thèse de doctorat en géographie, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 386 p.

Pinot, J.-P., 1994 – Fixer le plan ou gérer le profil : l'exemple du Sillon du Talbert, *Cahiers Nantais*, 41-42, p. 307- 316.

Stéphan P., 2008 – *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible.* Thèse Université de Brest, 558 p.

Suanez S., 2009 – La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne. *Géomorphologie*. H.D.R. Université de Caen, 212 p.

Sverdrup H.U., 1957 – *Handbuch der Physik*, 48, Springer Verlag, Berlin: 608-670s

Toquin D., Bardoul J.-P. & Guillaume M. (avec la participation de Kubiak. M. et Daniel, M.D.), – 2014. Le Sillon de Talbert : en quête de galets.159, p. 11-13.