HAL
open science

# L'estuaire de la Vilaine

David Menier, Camille Traini, Jean-Noël Proust

## To cite this version:

David Menier, Camille Traini, Jean-Noël Proust. L'estuaire de la Vilaine : 1°) Dynamique actuelle et sédimentation récente de l'estuaire 2°) Les vallées incisées et leur remplissage pléistocènes. 2009. hal-02379088

**HAL Id: hal-02379088**

**https://hal.science/hal-02379088**

Submitted on 27 Nov 2019

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# L'estuaire de la Vilaine

## 1°) Dynamique actuelle et sédimentation récente de l'estuaire

## 2°) Les vallées incisées et leur remplissage pléistocènes

## Excursion A.S.F du 30 Octobre 2009

***David Menier [a], Camille Traini [a], et Jean-Noël Proust [b],***

[a] EA 2219 Géoarchitecture & UMR 6118 Géosciences, Université Européenne de Bretagne, rue Yves Mainguy, 56017 Vannes, France.

[b] Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UMR CNRS 6118, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France.

# Résumé

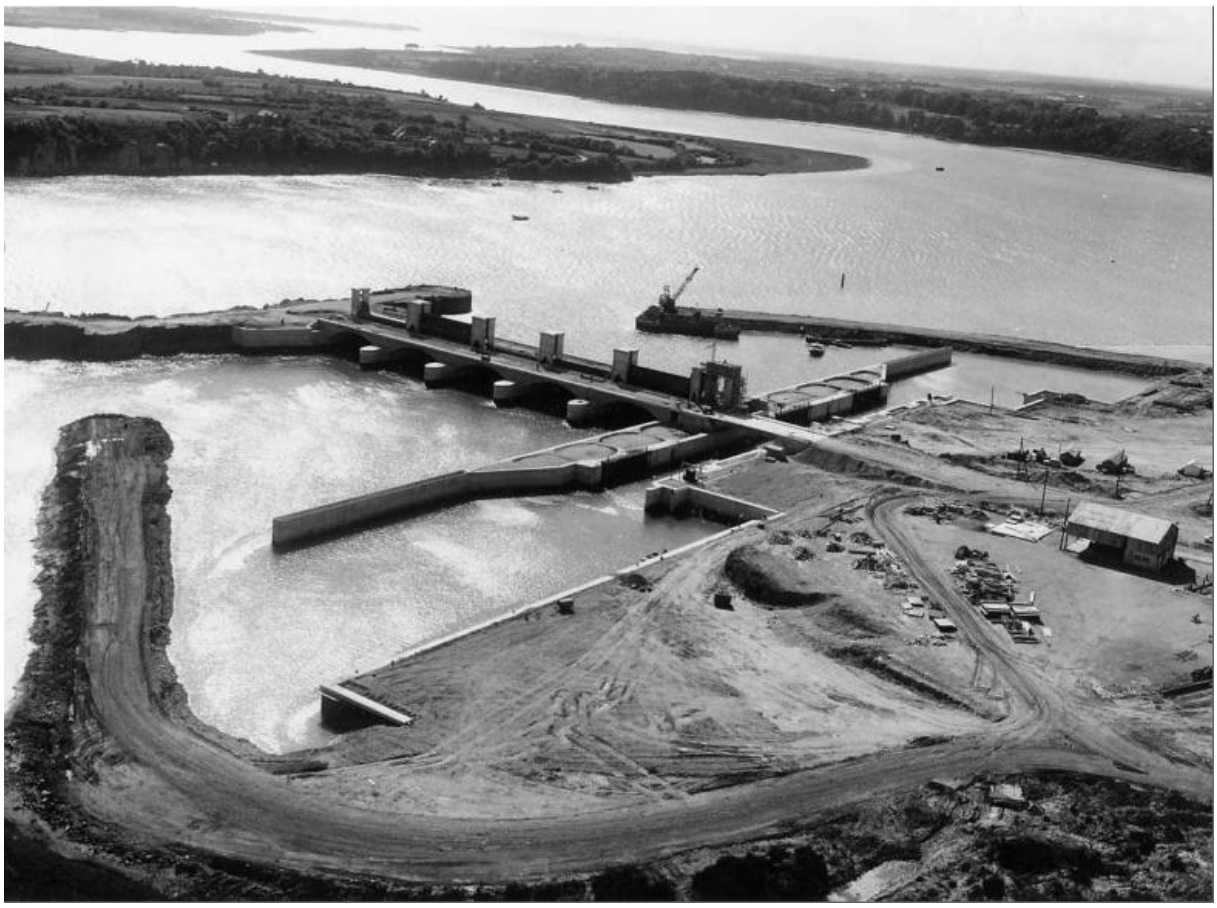
Les variations climatiques et la réactivation tectonique du Massif Armoricain au Pléistocène ont installé le cours actuel des rivières de Bretagne. Leurs vallées qui incisent un socle très ancien, montrent un remplissage mince, parfois lacunaire, caractéristique de zones intracontinentales alternativement inondées ou très éloignées du littoral (rebord de plateforme à plus de 70kms).

Ce remplissage sédimentaire particulièrement caractéristique et varié, est un bon témoin de l'évolution tectonique et climatique de la région, modulée par les relations complexes entre la morphologie irrégulière d'un substratum et celle d'un littoral en perpétuel déplacement.

Au cours de cette excursion d'une journée, nous visiterons les affleurements situés près de la ville de Pénestin (56) et les rivages de l'estuaire de la Vilaine entre le barrage d'Arzal et Billiers.

# L’estuaire de la Vilaine

L’Institution d’Aménagement de la Vilaine créée en 1961, rentre dans une politique de gestion intégrée du bassin versant de la Vilaine et de maîtrise de l’eau. La construction du barrage d’Arzal en 1970 en est un exemple,Il fut construit afin de limiter les inondations dans le secteur de Redon lors des crues et des grandes marées. Il était aussi prévu de construire une retenue d’eau douce en amont du barrage. On parlait alors de la de la route de l’or bleue…



Barrage d’Arzal en construction, 1968

Archives municipales de Rennes et Institution d’Aménagement de la Vilaine

# Programme

**6H45** : Rendez-vous à la gare SNCF face Nord

**7H00** : **Départ** de Rennes en direction de Pénestin

**9H30 – 13H00** : **Arrêt N° 1**

Plage du Lomer & Plage de la Mine d'Or

*Pause Pique-nique*

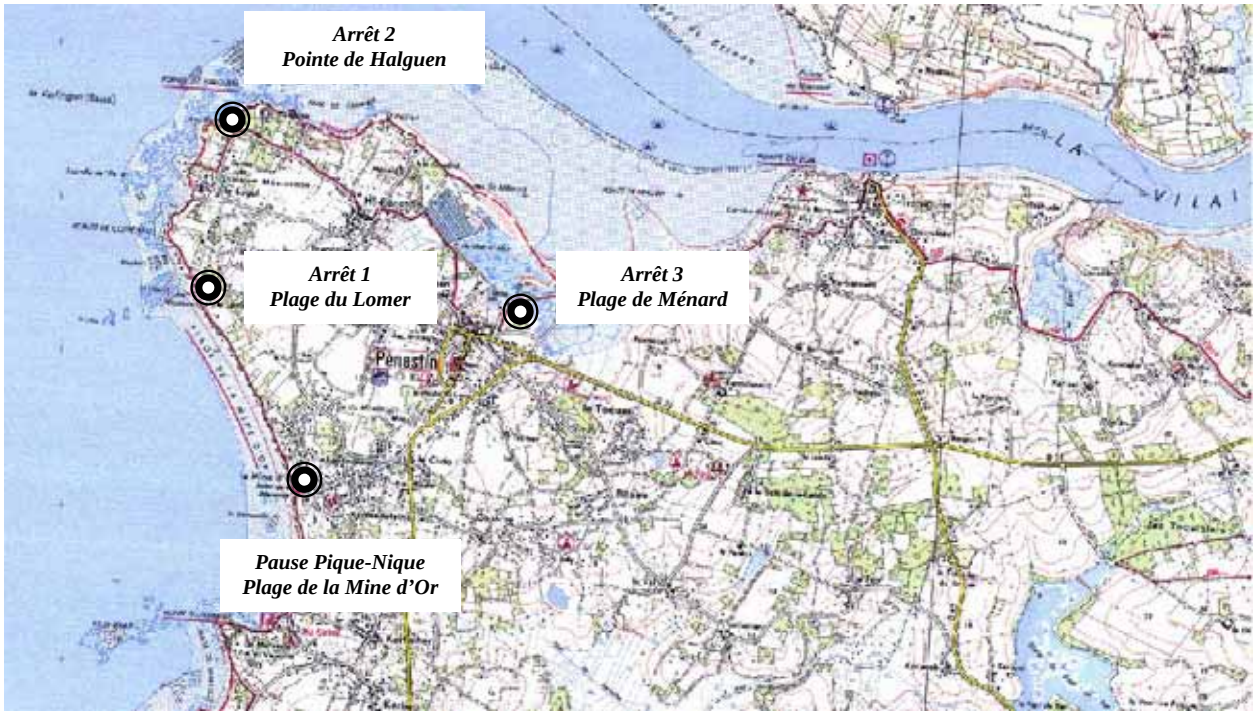
**13H30** : **Arrêt N°2**

→ Pointe de Halguen

**14H00-16H00** : **Arrêt N° 3**

→ Plage de Ménard

**16H30 : Départ vers Rennes**




**Carte des arrêts**

**Numéro de téléphone : 06.82.80.20.22 (David Menier)**

## Sommaire

# L'estuaire de la Vilaine


1°) Contexte géologique du Massif Armoricain p7

1.1 Le socle protérozoïque et paléozoïque p7

1.2. La couverture sédimentaire cénozoïque p8

2°) L'estuaire de la Vilaine p9

2.1. Géographie p9

2.2. Géomorphologie p11

2.3. Géologie p12

2.4. Hydrodynamisme et sédimentation p13

a. Baie de Quiberon et baie de Vilaine p13

b. L'estuaire de la Vilaine p15

- La marée
- Les houles
- Le débit fluviatile

**ARRET N°1** p18

**Plage du Lomer & Plage de la Mine d'Or**

Figure 1 : Carte géologique du Massif armoricain (Chantraine et al., 1996)

Figure 2 : Modèle numérique de terrain de la baie de Concarneau à la baie de Vilaine

Figure 3 : Figure 3 : Zone d'étude (Traini C., Thèse en cours)

Figure 4 : Carte topographique du bassin versant de la Vilaine (Traini C., Thèse en cours)

Figure 5 : Carte géologique modifiée d'après Audren et al., 1971

Figure 6 : Volume et concentration des Matières en Suspension des principaux estuaires de la façade atlantique d'après Jouanneau et al., 1999).

Figure 7 : Les courants de marée (d'après Traini C., thèse en cours)

Figure 8 : Fonctionnement hydrologique simplifié actuel de la falaise de la Mine d'or (d'après Bonnet et Menier, 2008).

Figure 9 : Le Massif Armoricain au quaternaire (Bonnet, 1998)

Figure 10 : Cadre géologique de la région de Pénestin (modifié d'après la carte géologique au 1/50 000° N°449), (d'après Brault et al., 2001).

Figure 11 : Coupe et interprétation simplifié des principales faciès et unités sédimentaires de la falaise (d'après Bonnet et Menier, 2008).

Figure 12 : Coupe simplifiée de la plage de la mine d'Or (d'après Brault et al., 2001).

Figure 13 : Failles et plis syn-sédimentaires affectant la formation de Pénestin (d'après Brault et al., 2001).

Figure 14 : Passage latéral entre chenaux secondaires et barres losangiques du système en tresse de l'unité II : (a) coupe de la falaise, (b) interprétation à partir de deux logs. Le faciès G disparaît au profit des faciès Sgm et Sf.
(D'après Brault et al., 2001).
Figure 15 : Variations verticales du niveau de base quantifiées à partir des épaisseurs préservées des faisceaux de litage obliques : définition de deux cycles de baisse-montée. (D'après Brault et al., 2001).
Figure 16 : Plan de position des campagnes géophysiques acquises en baie de Quiberon et de Vilaine (d'après Menier et al., in press, B.S.G.F).
Figure 17 : Représentation 3D du remplissage sédimentaire de la vallée fossile de la Vilaine (Conception D. Menier, non publié).
Figure 18 : Reconstitution des vallées fossiles des baies de Quiberon et de Vilaine (d'après Menier et al., in press, B.S.G.F).
Figure 19 : Aspects, brut et surlignés, du profil L3 (Sparker) montrant l'organisation générales des différentes unités sismiques et la position des principales failles. (d'après Proust et al., 2001)
Figure 20 : Aspects, brut et surlignés, du profil V08 (Boomer) montrant l'organisation générales des différentes unités sismiques du remplissage de la Vallée fossile de la Vilaine (Menier et al., in press, B.S.G.F)
Figure 21 : Description du sondage C5 de Bouysse et al., (1974) et proposition de corrélation de ce sondage avec son image sismique obtenue sur le profil E4.5 à l'aplomb du sondage. (D'après Proust et al., 2001)

**ARRET N°2** p33

**Pointe de Halguen**

**ARRET N°3** p35

**Les dunes de Ménard**

Figure 22 : Cartographie synthétiques des systèmes naturels & anthropiques du marais de Ménard (d'après Traini C., thèse en cours)
Figure 23 : A) Dynamique des cordons littoraux entre le Pointe de Castilly et la Pointe du Scal entre 1820 et 2007. B) Cartographie des cordons sableux fossiles et actuels
(d'après Train C., thèse en cours)
Figure 24 : Description du sondage PEN_02 réalisé à l'aide d'un carottier russe à Ménard (d'après Traini C., thèse en cours).
Figure 25 : Profils électriques réalisés sur la rive gauche de l'estuaire : dunes de Ménard (d'après Traini C., thèse en cours).
Figure 26 : Cartographie historique de l'envasement de l'estuaire
(d'après Traini, thèse en cours).

**Bibliographie** p42

# L’estuaire de la Vilaine

## 1°) Contexte géologique du Massif Armoricain

La description géologique qui suit a pour but de rappeler les grands traits géologiques au sud du Massif Armoricain à travers, les principales caractéristiques du socle protérozoïque et paléozoïque et de la couverture cénozoïque.

### 1.1. Le socle protérozoïque et paléozoïque

L’histoire géologique du socle armoricain est, pour l’essentiel, le résultat de deux évolutions géodynamiques successives : l’orogenèse cadomienne (620 à 540 Ma) et l’orogenèse hercynienne (440 à 280 Ma). Ces orogenèses déterminent les grandes caractéristiques actuelles du Massif Armoricain (Le Corre *et al.*, 1991) qui comprend quatre grands domaines : les domaines nord-armoricain, nord-ouest-armoricain, médio-armoricain et sud-armoricain. Le domaine sud-armoricain est constitué de granitoïdes et de roches métamorphiques contemporains de l’orogenèse hercynienne, où les formations sédimentaires protérozoïques et paléozoïques sont peu représentées voire absentes. Il comprend deux accidents structuraux majeurs : le **C**isaillement **S**ud-**A**rmoricain (C.S.A.) et l’**E**scarpement **S**ud-**A**rmoricain (E.S.A.). Le C.S.A. s’étend de la pointe du Raz au Massif central et l’E.S.A., des îles de Glénan au Glacis-plaine de Belle-île (Vanney, 1977). Ces accidents ont fonctionné en décrochements ductiles dextres (Gapais & Le Corre, 1990) avec des déplacements supérieurs à la centaine de kilomètres (Jégouzo & Rossello., 1988). Le socle armoricain est pénéplané durant le Stéphano-Permien jusqu’au Trias puis recouvert par les premières formations méso / cénozoïques. La fracturation du socle est caractérisée par trois principales familles de failles : une direction moyenne N30 (héritage cadomien), une direction N120 (héritage hercynien) et enfin une direction N160 (d’âge triasique) (Vigneresse, 1988 ; Le Corre *et al.*, 1991 ; Caroff *et al.*, 1995). Ces directions de fractures seront réutilisées de nombreuses fois jusqu’à l’époque actuelle.

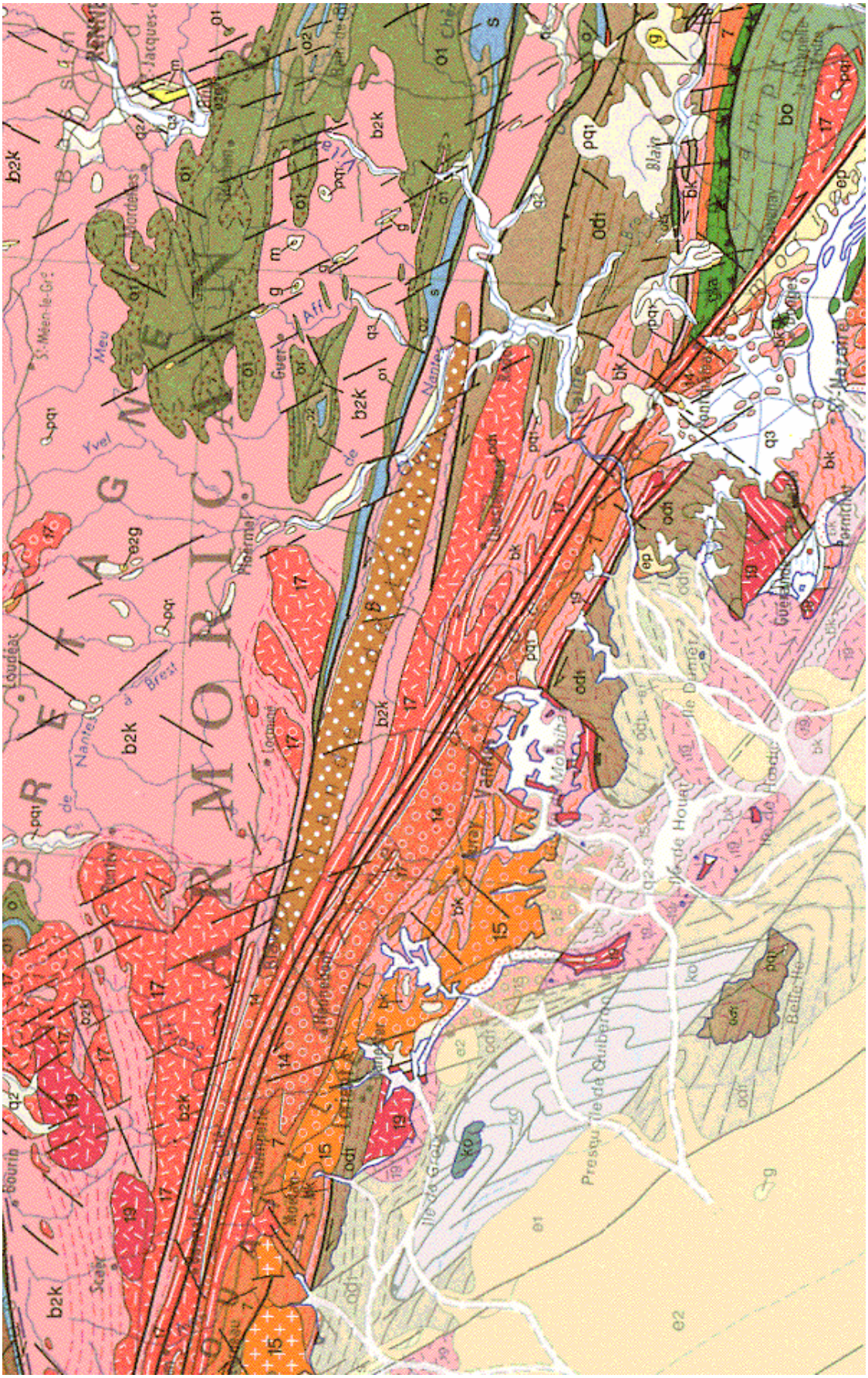


**Figure 2 : Carte géologique du Massif armoricain (Chantraine et al., 1996)**

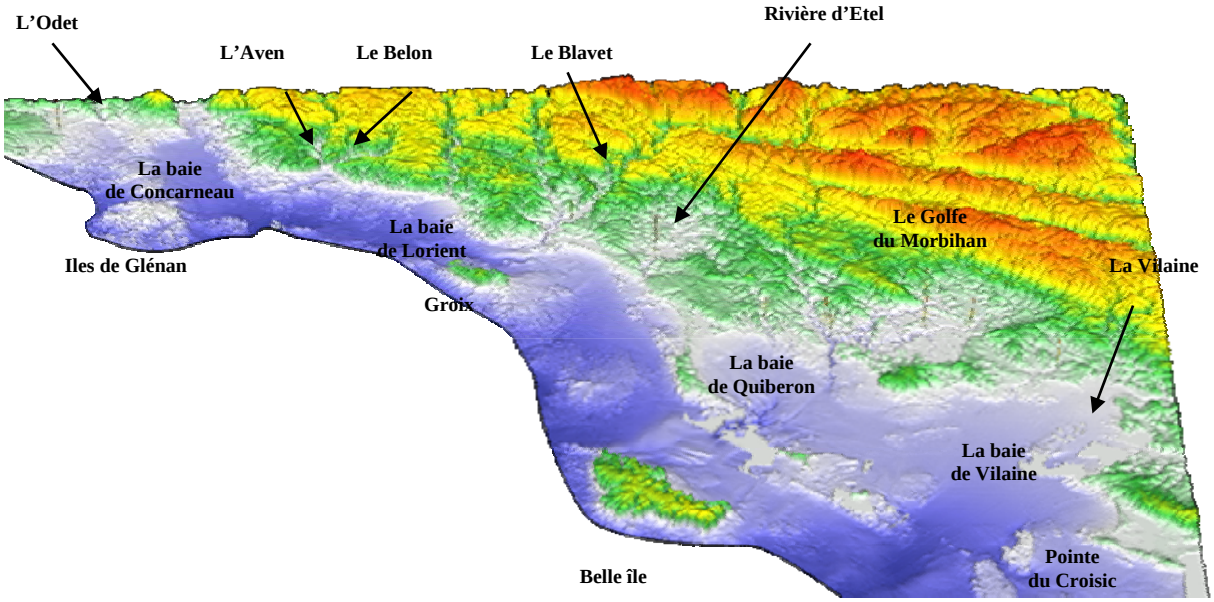



**Figure 2 : Modèle numérique de terrain de la baie de Concarneau à la baie de Vilaine**

### 1.2. La couverture sédimentaire cénozoïque

Les données sur les sédiments tertiaires en domaine émergé sont très disparates comparées aux formations géologiques immergées. Les formations sous marines ont été cartographiées et reconnues à partir de données géophysiques et de carottages. Pour la zone d'étude qui nous intéresse, ces formations sédimentaires correspondent aux plateaux de l'Artimon et du Four. Ils sont pour l'essentiel d'âge Eocène (Yprésien, Bartonien). Il s'agit de séries transgressives terrigènes (Yprésien), de sables calcaires bioclastiques à *Nummulites brongniarti* (Durand, 1960).

Les dépôts sédimentaires quaternaires comprennent les formations d'âge pléistocènes et holocènes. En mer, les dépôts pléistocènes sont signalés sur toute la bordure côtière sud-armoricaine entre les isobathes 0 et 50 mètres (Pléistocène moyen, Proust *et al.*, 2001 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006) et dans l'estuaire de la Loire (Barbaroux *et al.*, 1980). Il s'agit dans de dépôts fluviatiles et tidaux en Baie de Quiberon et de Vilaine (Proust *et al.*, 2001 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006, ; Menier et al., in press) et de dépôts fluvio-marins dans l'estuaire de la Loire (Barbaroux *et al.*, 1980). Les dépôts marins littoraux couvrent la période climatique du Boréal à l'actuel. Les dépôts contemporains de la période climatique Boréal (8 900 BP-7 800 BP), sont caractérisés par une sédimentation argileuse riche en matière organique. Ils sont préservés dans le fond

des baies actuelles (Morzadec, 1973, 1974 ; Guillaume-Bruno, 1972 ; Visset *et al.*, 1996 ; Sorrel et al. Soumis ; Traini et al., 2007, 2008(a,b), 2009). Les dépôts contemporains de la période climatique Atlantique (climat tempéré) (7 800 BP-5 700 BP) se caractérisent par des dépôts de sables fins et d'argiles, ils sont préservés dans les vallées « côtières ». La fin de la période Atlantique est marquée par des dépôts sablo-vaseux dans les plaines côtières (Baie du Mont St Michel, Golfe du Morbihan, Estuaires de la Vilaine et de la Loire ; Morzadec, 1973, 1974 ; Barbaroux *et al.*, 1974 ; Visset *et al.*, 1995 ; Sorrel et al., soumis ; Traini et al., 2007, 2008(a,b), 2009).

Il est signalé d'autres dépôts tourbeux, daté du Subboréal (5 700 B.P-3 600 BP), dont certains sont contemporains des allées couvertes du Néolithique, et du Subatlantique (3 600 BP -actuel), interprétés comme des tendances régressives (Morzadec, 1973, 1974 ; Barbaroux *et al.*, 1974 ; Visset *et al.*, 1995). Ces dépôts sont actuellement recouverts par les sédiments littoraux (sables ou tangues), puis de dunes côtières.

Actuellement, les sédiments marins superficiels compris entre la côte et l'isobathe 50 m sont d'origine mixte, soit fluvio-marins ou soit strictement marins et caractérisés par des particules (bio)-détritiques siliceuses et carbonatées.

## 2°) L'estuaire de la Vilaine.

### 2.1. Géographie

Situé à l'ouest de l'Europe, au nord ouest de la France, la Vilaine est le fleuve le plus important de Bretagne avec une longueur de 227 km. Son bassin versant draine environ 10530 km² (base de donnée Carthage), soit le tiers de la Bretagne. Il collecte des précipitations à hauteur de 700 à 800 mm/an (moyenne annuelle sur la période 1961-1990 Source : IAV). L'estuaire débouche sur la façade atlantique sud-Armoricaine. Le débit moyen annuel du fleuve est de 71 $m^3.s^{-1}$ (www.hydro.eaufrance.fr) (moyenne annuelle sur la période 1970-2000, débits mesurés à Rieux (Pont de Cran).

L'estuaire de la Vilaine est localisé au Nord-Est du Mor-Bras délimité par la presqu'île de Quiberon à l'Ouest et par la Pointe du Croisic à l'Est (Baie de Quiberon et Baie de Vilaine assemblée). L'estuaire occupe un espace relativement bien abrité. Sa position particulière ne l'expose uniquement qu'aux influences marines du quart Sud Ouest. De plus, l'arc formé par la presqu'île de Quiberon, Houat et Hoëdic ainsi que Belle-Île abritent l'embouchure des influences océaniques de secteur Ouest à Sud-Ouest. Quasiment aucune influence du large ne peut atteindre directement l'estuaire. Il est affecté

la majeure partie du temps que par des houles de mers de vents de faibles amplitudes (houles n'excédant pas 3 m de hauteur au centre du Mor-Bras (Tessier, 2006).

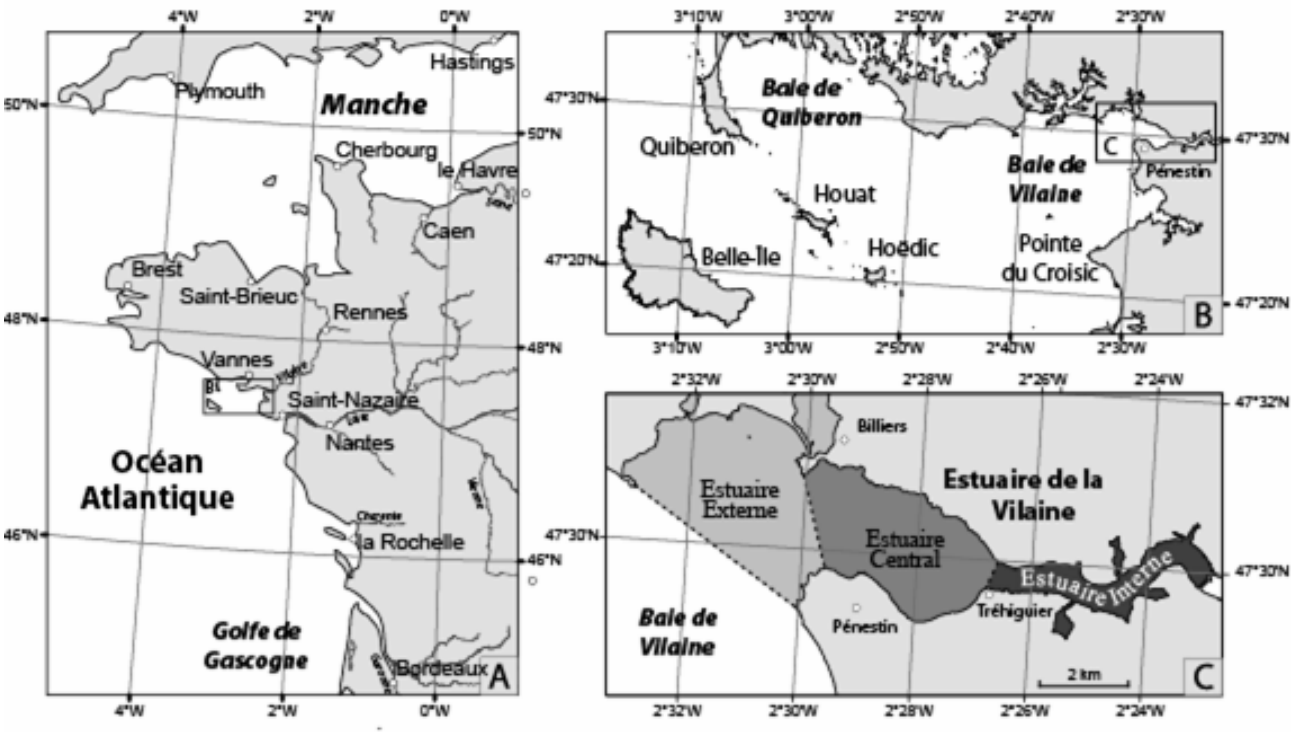



**Figure 3 : Zone d'étude (Traini C., Thèse en cours)**

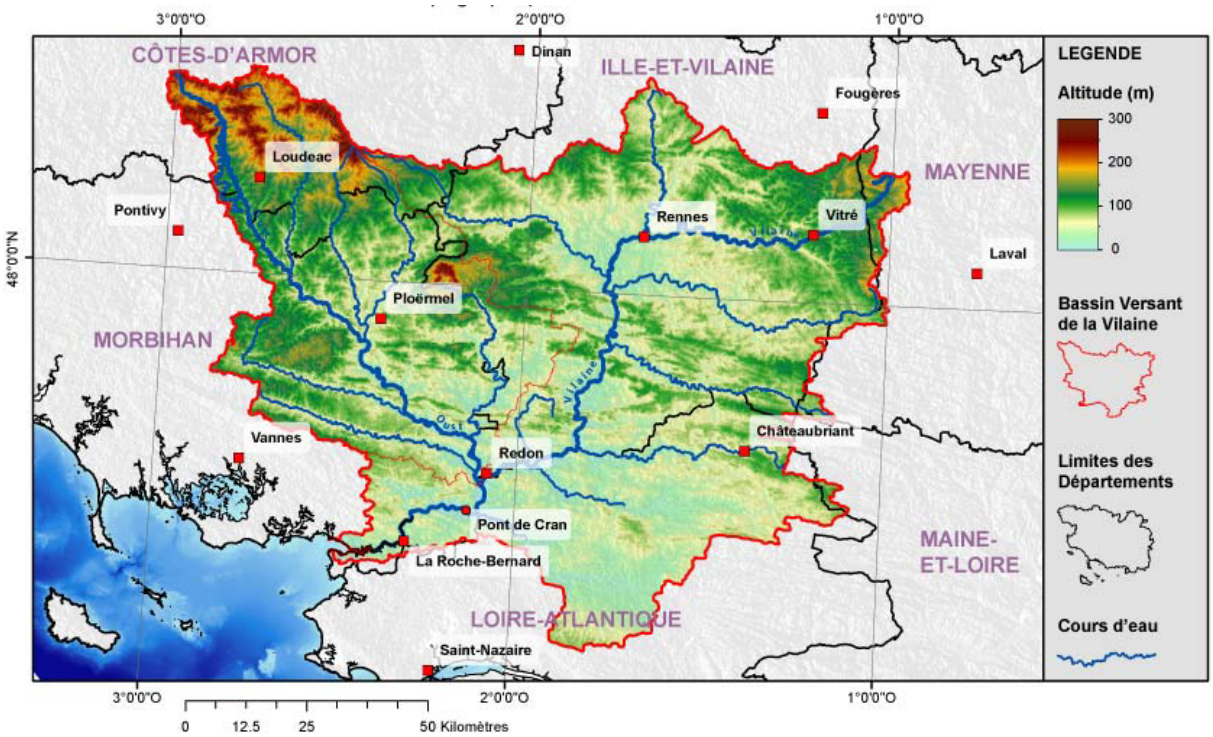



**Figure 4 : Carte topographique du bassin versant de la Vilaine (Traini C., Thèse en cours)**

## 2.2. Géomorphologie

La morphologie générale de l’estuaire de la Vilaine permet de distinguer deux segments principaux : Le premier est l’estuaire externe, il correspond à la partie la plus large de l’estuaire en communication directe avec l’océan. Il est compris entre les Pointes du Halguen et de Penn-Lann et celle du Scal. Le second est l’estuaire interne, il correspond à la partie la plus étroite dont la limite aval est le goulet d’étrangement à l’Ouest de Tréhiguier et la limite amont est le barrage d’Arzal.

Les falaises et les hauts fonds rocheux révèlent les affleurements des micaschistes séricito-chloriteux, des amphibolites et des orthogneiss de Pénestin. Ces falaises bordent toute la rive droite de l'estuaire externe atteignant des hauteurs de 40 m maximum. Les falaises de la rive gauche, localisées à la Pointe du Halguen, font de 15 à 20 m de hauteur. Les hauts fonds rocheux se concentrent dans la partie externe de l’estuaire, aux abords des Pointes du Halguen et de Penn-Lann et du Grand Sécé.

## 2.3. Géologie

L’estuaire de la Vilaine  recoupe des formations géologiques constituées de roches métamorphiques et magmatiques contemporaines de l’orogenèse hercynienne. L’estuaire est contrôlé structuralement par un réseau de fracture et de failles parallèles ou sécants au Cisaillement sud armoricain. Les contrastes lithologiques et le contexte structural sont deux des facteurs permettant de mieux comprendre la morphologie actuelle de l’estuaire, à la morphologie méandriforme ou rectiligne. Ce long héritage morphologique n’est pas sans conséquence sur l’hydrodynamisme.

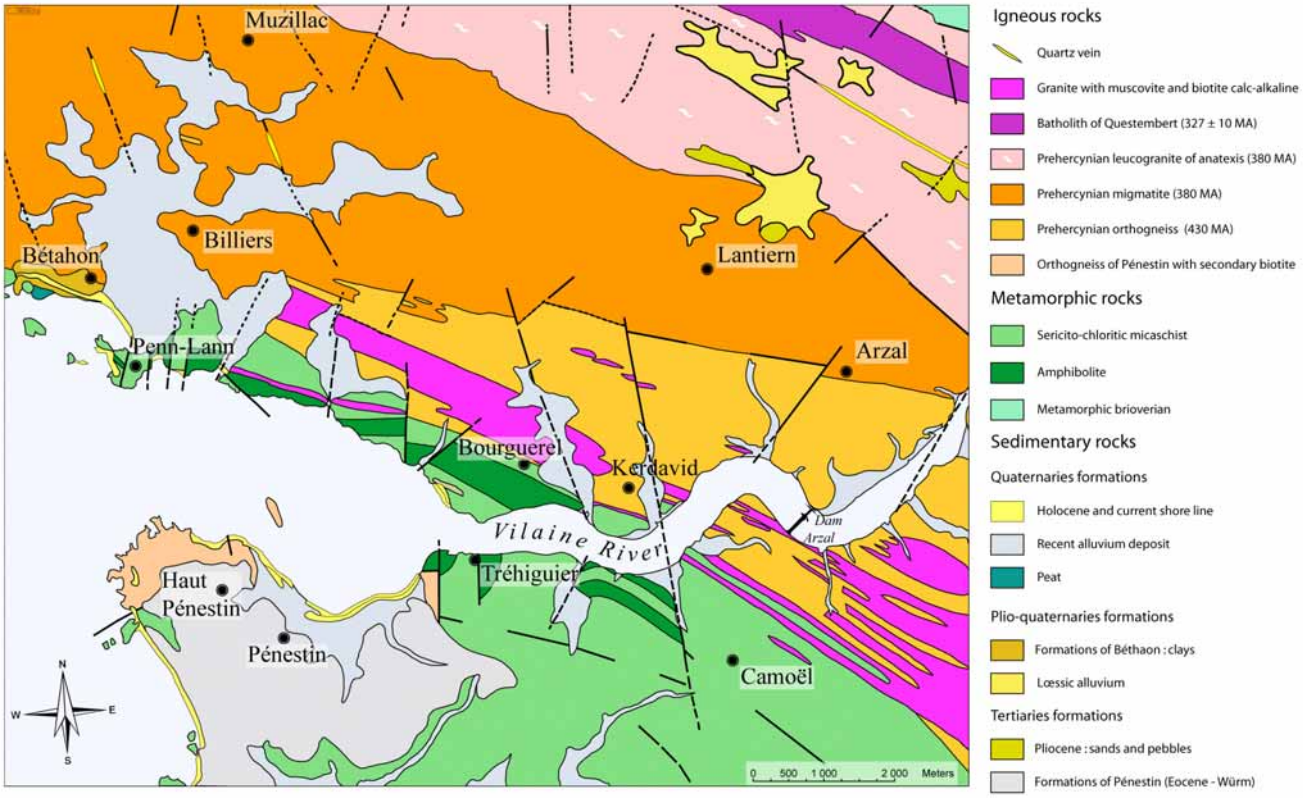



**Figure 5 : Carte géologique (d'après Traini C. thèse en cours)**

## 2.4. Hydrodynamisme et sédimentation

### a. Baie de Quiberon et baie de Vilaine

Les conditions hydrodynamiques de la zone d'étude sont caractérisées par son étroite dépendance vis à vis du contexte géomorphologique.

Les données statistiques de houles sont déduites de mesures réalisées par le STNMTE (Service Technique de la Navigation Maritime et des Transmissions de l'Equipement) sur la période 1985-1990 au Sud de Belle-île. Les houles les plus fortes sont associées en général aux coups de vents de secteur Ouest. Au sud de Belle-île, elles sont de l'ordre de l'ordre de 4 à 6 m (Hs), 6 à 8 s de période moyenne et viennent essentiellement du NW-W. Dans 90% des cas, Hs est inférieure à 3,5 m pour des hauteurs maximales de l'ordre de 5.7 m (Tessier, 2006). En Baie de Quiberon et en Baie de Vilaine, la morpho-bathymétrie, induit un phénomène de réfraction, orientant les houles dans la direction du gradient bathymétrique. L'énergie des houles s'amortit donc du large vers la côte, mais demeurent active au niveau des caps. En baie de Quiberon et en baie de Vilaine, les houles présentent une forte variabilité des périodes et des hauteurs par

rapport à celle du large. Les hauteurs significatives moyennes sont comprises entre 1 et 2 m pour des périodes moyennes de 2 à 5 secondes (Tessier, 2006).

La marée est semi-diurne et le marnage moyen de 4-5 m. Les courants généraux au large de la Bretagne Sud portent, de façon stable vers le NW en hiver, et vers le SE en été mais avec une moindre stabilité. Les courants de marée sont modérés, de l'ordre de 0,25 à 0,4 m/s au maximum en période de vive eau moyenne, et fortement giratoires. Plus près des côtes, le courant montre une vigueur bien plus forte dans les passages entre la presqu'île de Quiberon et les îles avoisinantes (Belle-île, Houat et Hoëdic). Ces courants sont amplifiés par la présence de fonds peu profonds (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977). Le courant atteint ainsi en vive eau moyenne, au niveau du passage de la Teignouse, 0,9 m/s en flot et 1 m/s en jusant (S.H.O.M, 1990). A l'entrée du Golfe du Morbihan, le courant atteint 2,2 m/s durant le jusant et 1,8 m/s durant le flot. Dans la Vilaine, les vitesses atteignent 1,5 m/s en vive eau, en flot comme en jusant (SHOM, 1997).

La sédimentation en baies de Quiberon et de Vilaine est essentiellement sablo-pélitique. L'analyse granulométrique et chimique des dépôts fait apparaître deux régions en baie de Quiberon (Vanney, 1977). Une située à l'ouest du méridien de Houat où les apports pélitiques se trouvent associés à une notable quantité de sables coquilliers. Le fond est parcouru d'ondulations hautes de quelques dizaines de centimètres et dont la longueur d'onde dépasse 1000 mètres. Les surélévations, surtout sableuses, encadrent des chenaux plus riches en pélites. A l'est, les fonds se régularisent pour former la vasière de Houat. On y drague une vase fine, bleue et glaiseuse, où les sables sont rares, sauf dans le voisinage immédiat de la ceinture de fortes vitesses. Par sa forme et son revêtement, la vasière de Houat annonce la baie de la Vilaine (Vanney, 1977) qui, encadrée par des fonds rocheux calcaires au Sud (Artimon et Four plateau) est en grande partie occupée par une vasière argileuse (Vanney, 1977). Pour conclure, l'envasement majeur est circonscrit aux aires de basses vitesses des courants de marées disposées de part et d'autre du secteur qui traverse en diagonale la baie de Quiberon depuis la Passe de la Teignouse à l'entrée du Golfe du Morbihan.

Les principales sources d'apports terrigènes en baie de Quiberon et baie de Vilaine, proviennent des rivières se jetant dans le Golfe du Morbihan et de la Vilaine. Les seules données précises concernent les flux transportés par le fleuve Vilaine et sont estimés à 0,1 $10^6$ tonnes par an (suspended discharge) (Jouanneau et al., 1999). Les analyses géochimiques des cortéges argileux et non argileux des dépôts superficiels (Lafond, 1961 ; Bouysse et al., 1966 ; Gouleau, 1975), permettent également d'envisager une origine marine complétée par des apports de la Loire (Barbaroux et Gallene, 1973).

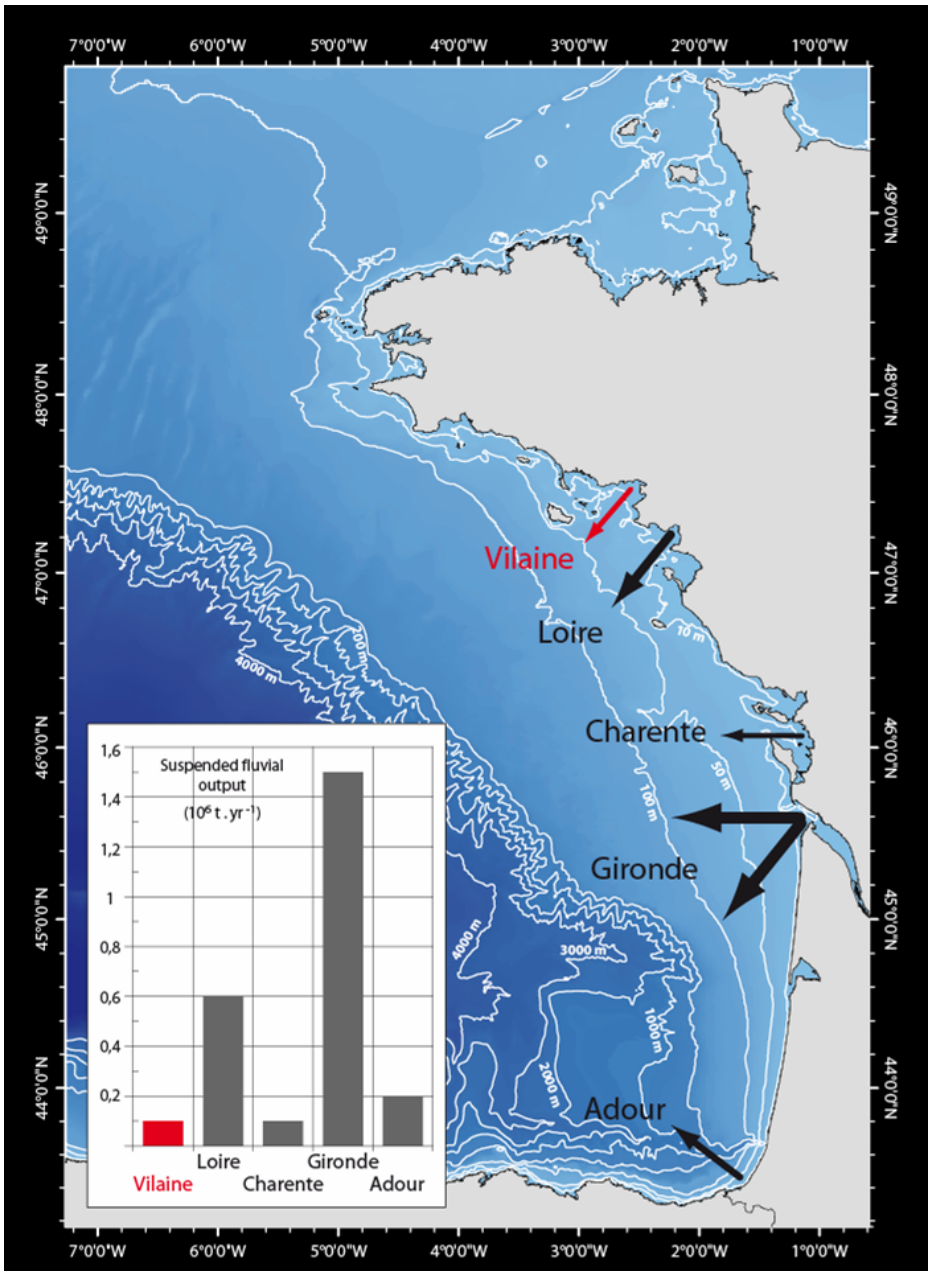



**Figure 6 : Volume et concentration des Matières en Suspension des principaux estuaires de la façade atlantique (modifié par Traini C. et d'après Jouanneau et al., 1999).**

### b L'estuaire de la Vilaine

#### - La marée

En période de marée astronomique ou de moyenne vive eau, l'estuaire de la Vilaine est soumis à un régime macrotidal atteignant des amplitudes respectives de 6,39 m et de

4,75 m. Au contraire, en période de morte eau, le marnage n'atteint que 2,25 m d'amplitude. L'estuaire de la Vilaine ne subit alors qu'un marnage de type mésotidal.

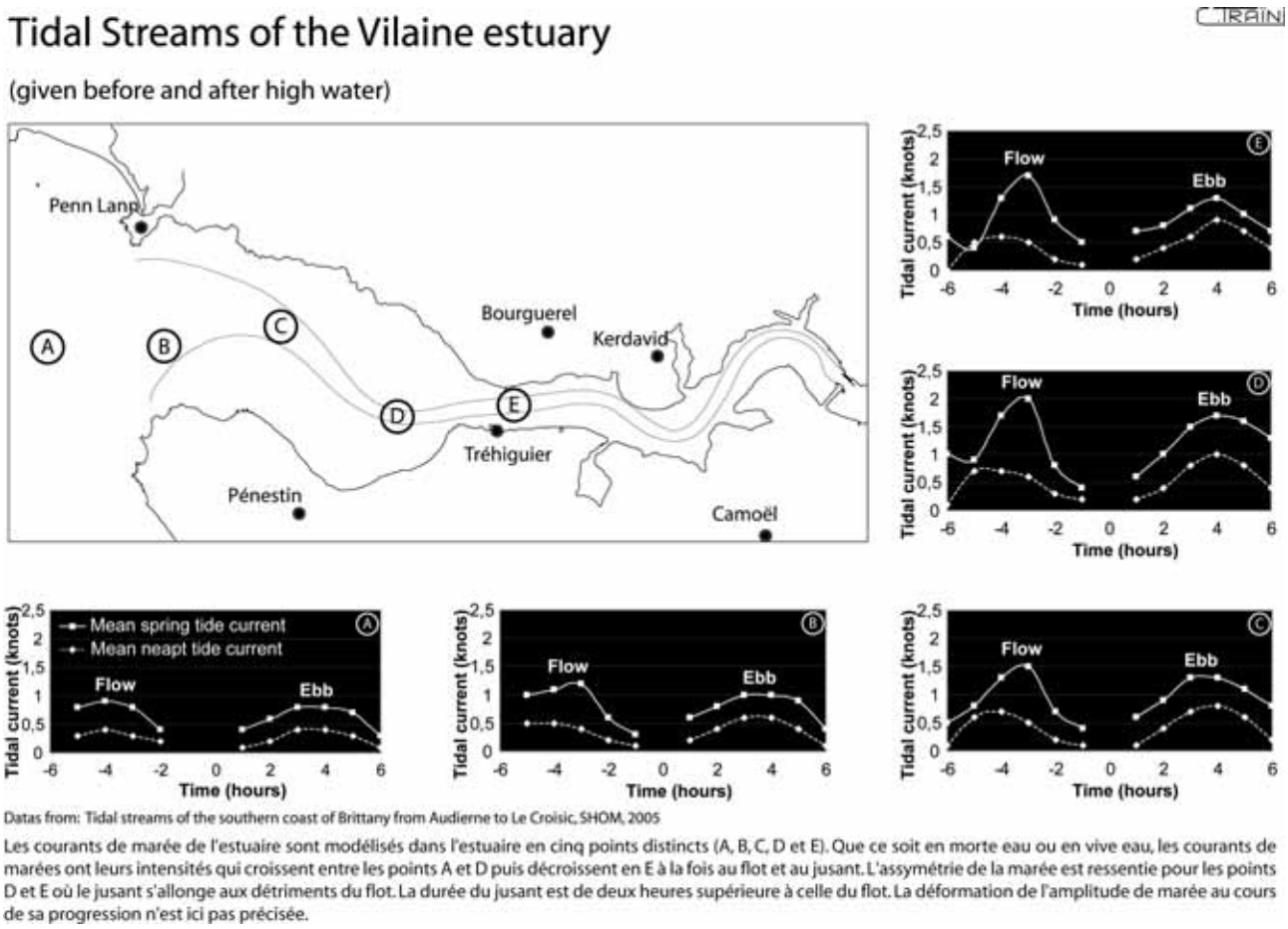



**Figure 7 : Les courants de marée (d'après Traini C., thèse en cours)**

**- Les houles**

Des mesures directionnelles de houles ont été réalisées sur le Plateau du Four, au large de la pointe du Croisic et donnent un secteur de directions principales compris entre 235°et 255°. Des mesures ont également été réalisées au large de Belle-Île sur une période allant de Mai 1985 à octobre 1990 avec une bouée omnidirectionnelle (Latteux and David, 2001). Ces mesures donnes des hauteurs significatives de houles dépassées 24h de 5,9 m associée à une période de 12 secondes.

Etant donné la configuration bathymétrique et la morphologie littorale de la baie, ces hauteurs de houles n'atteignent pas l'estuaire. Leurs amplitudes et leurs directions sont atténuées et déviées par les îles et hauts fonds rocheux décrits précédemment tout le long de leur parcours. Ne disposant pas de mesures de houles directement sur le secteur de l'embouchure de l'estuaire de la Vilaine, la modélisation des houles a semblé être le moyen le plus réaliste de connaître le régime des houles de la région.

**- Le débit fluviatile**

Les données de débit, enregistrées au pont de Cran à Rieux ne donnent qu'une image du fonctionnement naturel que pourrait avoir le fleuve Vilaine sans la présence du barrage d'Arzal situé à environ 30 km plus en aval.

Le débit de la Vilaine est relativement faible. Il est compris entre 61.7 $m^3.s^{-1}$ et 81.8 $m^3.s^{-1}$ sur la période de 1970 à 2000 (www.hydro.eaufrance.fr). En revanche, à la saison des pluies de l'hiver et du printemps, les sols sont rapidement saturés. Le produit des précipitations provoque des crues importantes en Vilaine. Le débit mensuel est ainsi très irrégulier au cours de l'année. Il varie de 180 $m^3.s^{-1}$ en février à 14,2 $m^3.s^{-1}$ en août, moyenne calculée sur la période de 1970 à 2000. L'étiage le plus sévère connu a été de 0.037 $m^3.s^{-1}$ le 23 août 1976. La crue la plus importante enregistrée, a atteint les 1430 $m^3.s^{-1}$ le 24 janvier 1995 (www.hydro.eaufrance.fr).

**Le barrage d'Arzal**

## ARRET N°1

### Plage du Lomer & Plage de la Mine d'Or

*« La formation de Pénestin (Pléistocène moyen-supérieur), dans le Morbihan, est un des rares témoins sédimentaires pléistocène qui permettent, au travers de l'analyse sédimentologique et stratigraphique des sédiments préservés, de reconstituer l'évolution géomorphologique et tectonique récente du Massif Armoricain. La formation de Pénestin, globalement fluviatile, comble un paléochenal érosif sur des micaschistes carbonifère et leur forme d'altération. Elle comprend trois unités stratigraphiques. L'unité de base (unité I) correspond à un système en tresse proximal, l'unité intermédiaire (unité II) correspond à un système en tresse distal légèrement sinueux très bien préservé qui passe verticalement à un système estuarien interne et l'unité sommitale (unité III) correspond à un système en tresse distal à nombreuses évidences d'érosion / abandon (lacs temporaires). Ces trois unités s'enchaînent suivant deux cycles de chute et de montée du niveau de base (unités I et II, unité III).*

*La formation de Pénestin est déformée pendant son dépôt par des plis en échelon associés à des décrochements du socle sous-jacent, expression d'une compression NNW-SSE.*

*L'analyse des paléocourants et de la pétrographie des galets de la formation de Pénestin montrent une discontinuité majeure entre les unités II et III qui se traduit par une inversion de la direction d'écoulement des chenaux, de N320 (unité I et II) à N135 et N180 (unité III). L'hypothèse proposée est que les unités I et II correspondraient à une paléo-loire s'écoulant vers el NW alors que l'unité III serait le témoin d'une paléo-Vilaine s'écoulant vers le SSE. (d'après Brault et al., 2001)»*

Brault et al., 2001. Le système fluvio-estuarien Pléistocène moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : une paléo-Loire ?. Bull. Soc. Géol. France, 2001, t. 172, n°5, pp 563-572).

### Depuis toujours, Pénestin a attiré les hommes

Plusieurs découvertes archéologiques témoignent d'une occupation **pré-humaine** à Pénestin dès le **Paléolithique**, il y a donc plus de 300 000 ans ! En1988, un outil taillé de type biface a été trouvé dans la falaise de la Mine d'Or.

Les premières traces d'occupation de l'homme moderne (homo sapiens sapiens) datent du Néolithique. Ces populations ont marqué le territoire par l'implantation de

structures mégalithiques, dont le menhir de la pointe du Scal à Tréhiguier, réalisé en quartz blanc (Bonnet et Menier, 2008).

Biface du Paléolithique trouvé dans la falaise de la Mine d'Or
(collection Musée de Vannes fonds SPM).

La commune de Pénestin possède d'importantes ressources en **étain**. Allié au cuivre, il permet la production de bronze. On raconte que les Phéniciens eux-mêmes vinrent exploiter cette richesse plusieurs siècles avant notre ère. Mais les recherches archéologiques menées en Bretagne révèlent que ce sont plutôt des populations locales qui tirèrent profit de ce précieux minerai en développant la technique des alliages dès l'Age du Bronze.

***Pénestin pourrait se traduire par Pen Sten, soit « la pointe de l'étain ».***

D'autres richesses naturelles ont été exploitées par les populations anciennes, et notamment l'eau de mer. Des ateliers de production de sel sont connus sur la frange côtière de la commune. Ces sites, liés à une technologie spécifique, datent de la fin de l'Age du Fer, soit de l'époque gauloise. En liaison directe ou à proximité de ces ateliers subsistent également des fosses à coquillages, qui témoignent donc de l'ancienneté de l'intérêt local pour cette ressource alimentaire fort gustative !

Des vestiges datant de la période romaine ont été retrouvés sur l'ensemble du territoire communal et, notamment, au milieu du XIXème siècle, des pièces de monnaie du Haut-empire (Ier au IIIème siècle après J.-C.) sur la plage de la Mine d'Or.

A la fin du XIXème siècle, le site de la Mine d'Or connut une exploitation brève des sables de la falaise afin d'y récolter les paillettes d'or qu'ils contiennent. Cette activité peu rentable s'arrêta lors de la première guerre mondiale. Reste le nom attaché à la plus grande plage de la commune : la plage de la Mine d'Or.

**De l'Or à l'eau**

La série sédimentaire visible dans la falaise de la Mine d'Or s'étend sur plusieurs kilomètres, dans les terres, sous la commune de Pénestin. L'infiltration des eaux de pluie

dans le sous-sol est favorisée par la nature très perméable des roches qui le composent. Par contre, les micaschistes que l'on trouve en dessous forment une barrière de perméabilité qui empêche le trajet descendant des eaux d'infiltration. Dans ces micaschistes, seules quelques zones de fracture pourraient potentiellement permettre le cheminement des eaux vers la profondeur. Le long de la falaise de la Mine d'Or, une conséquence directe de l'existence de cette barrière de perméabilité est la résurgence de ces eaux sous forme de sources d'eau douce, systématiquement localisées à l'interface entre la série sédimentaire et les micaschistes sous-jacents.

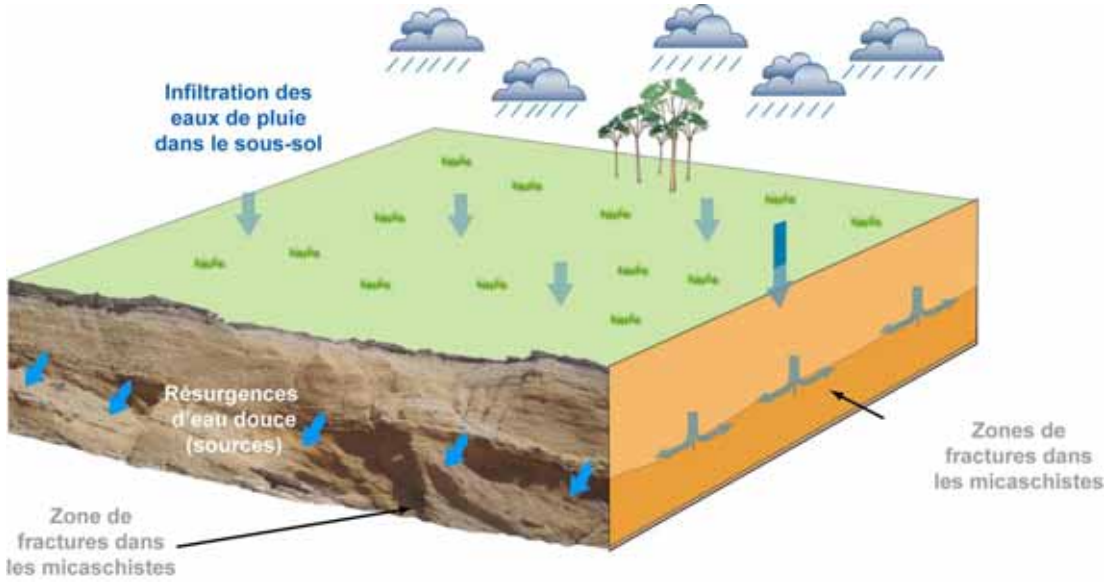
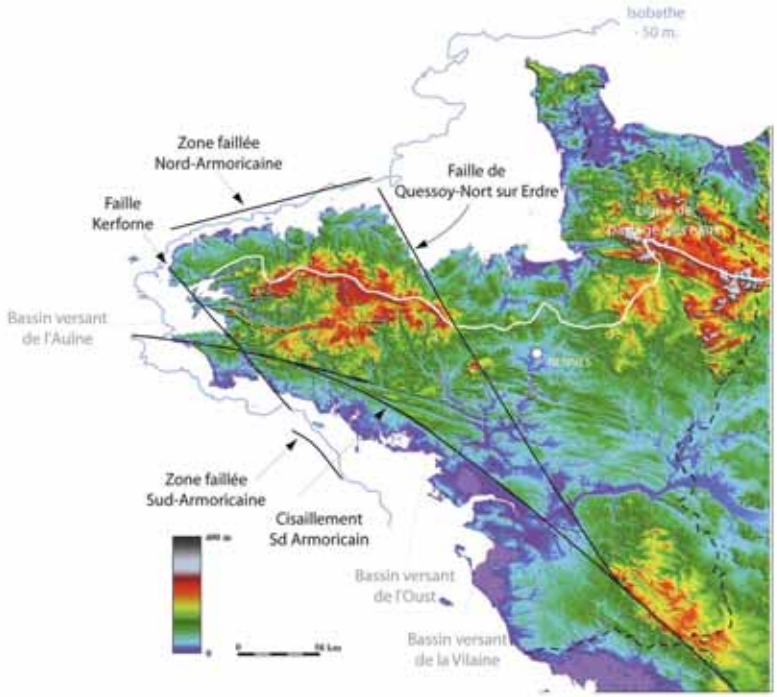
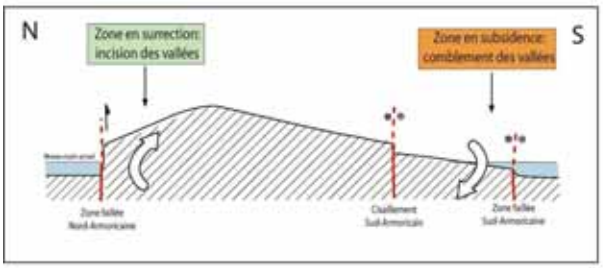



**Figure 8 : Fonctionnement hydrologique simplifié actuel de la falaise de la Mine d'or (d'après Bonnet et Menier, 2008).**

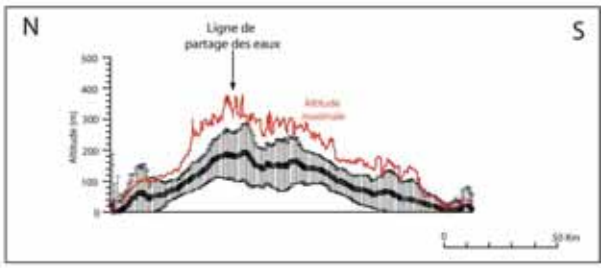
**Lavoir improvisé au lieu-dit "la Source". Début XXème siècle (d'après Bonnet et Menier, 2008).**



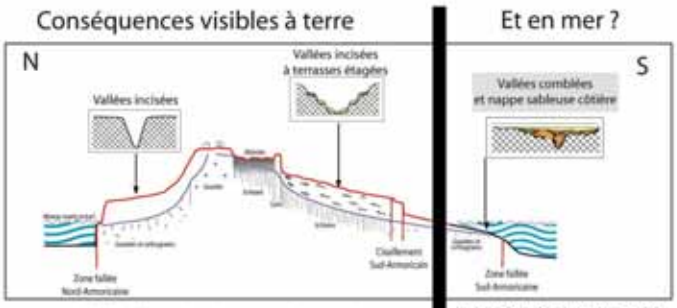

Principaux alignements structraux replacés
sur le Modèle numérique de terrain
du Massif Armoricain




tectonique : basculement
- soulèvement de la marge Nord
- affaissement de la marge Sud




topographie : ligne de partage décentrée vers le Nord




modifié d'après Bonnet (1998)

Données des années 1970
(BRGM, Delanoë, Vanney)

**Figure 9 : Le Massif Armoricain au quaternaire (Bonnet, 1998)**

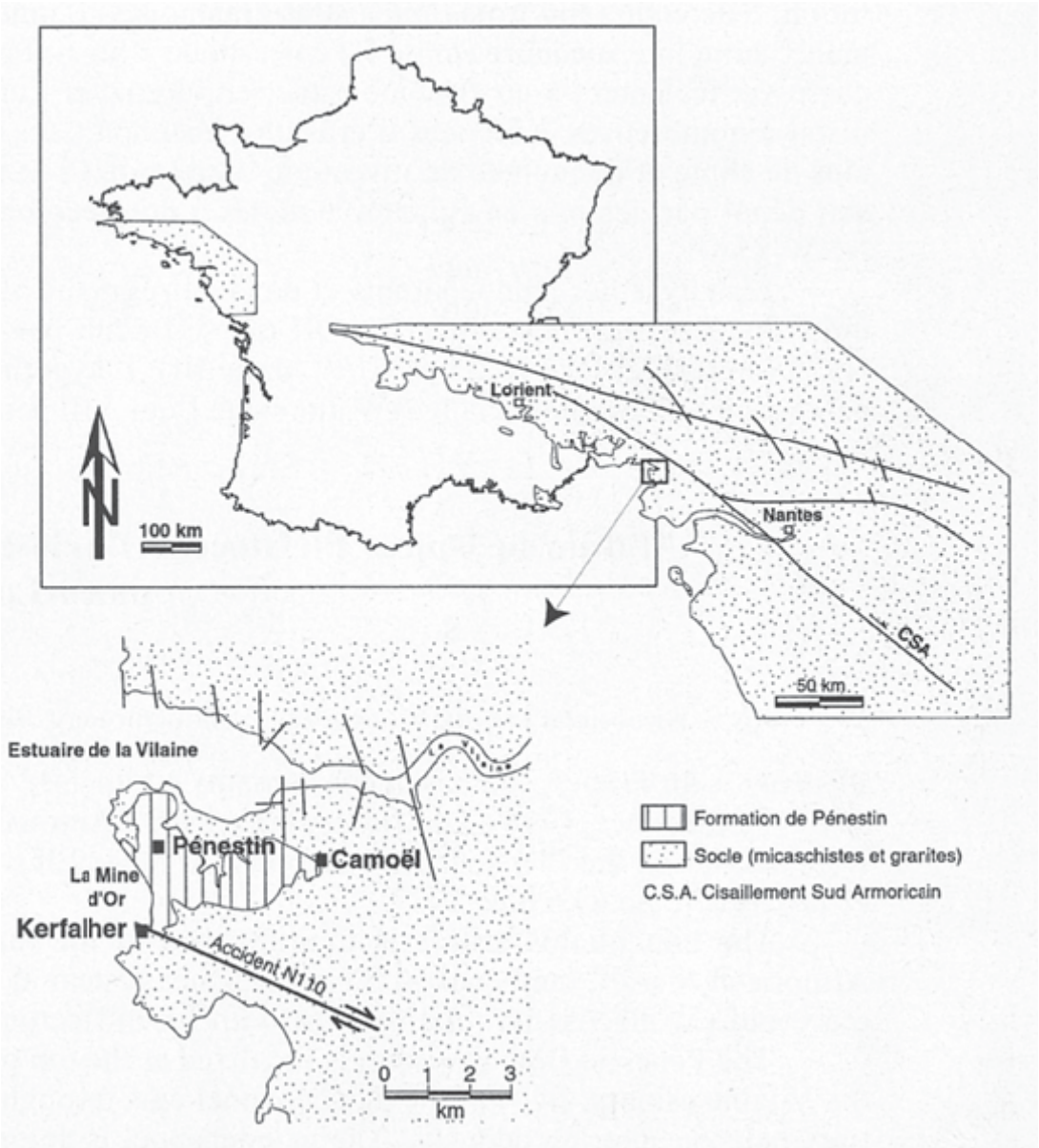



**Figure 10 : Cadre géologique de la région de Pénestin (modifié d'après la carte géologique au 1/50 000° N°449), (d'après Brault et al., 2001).**

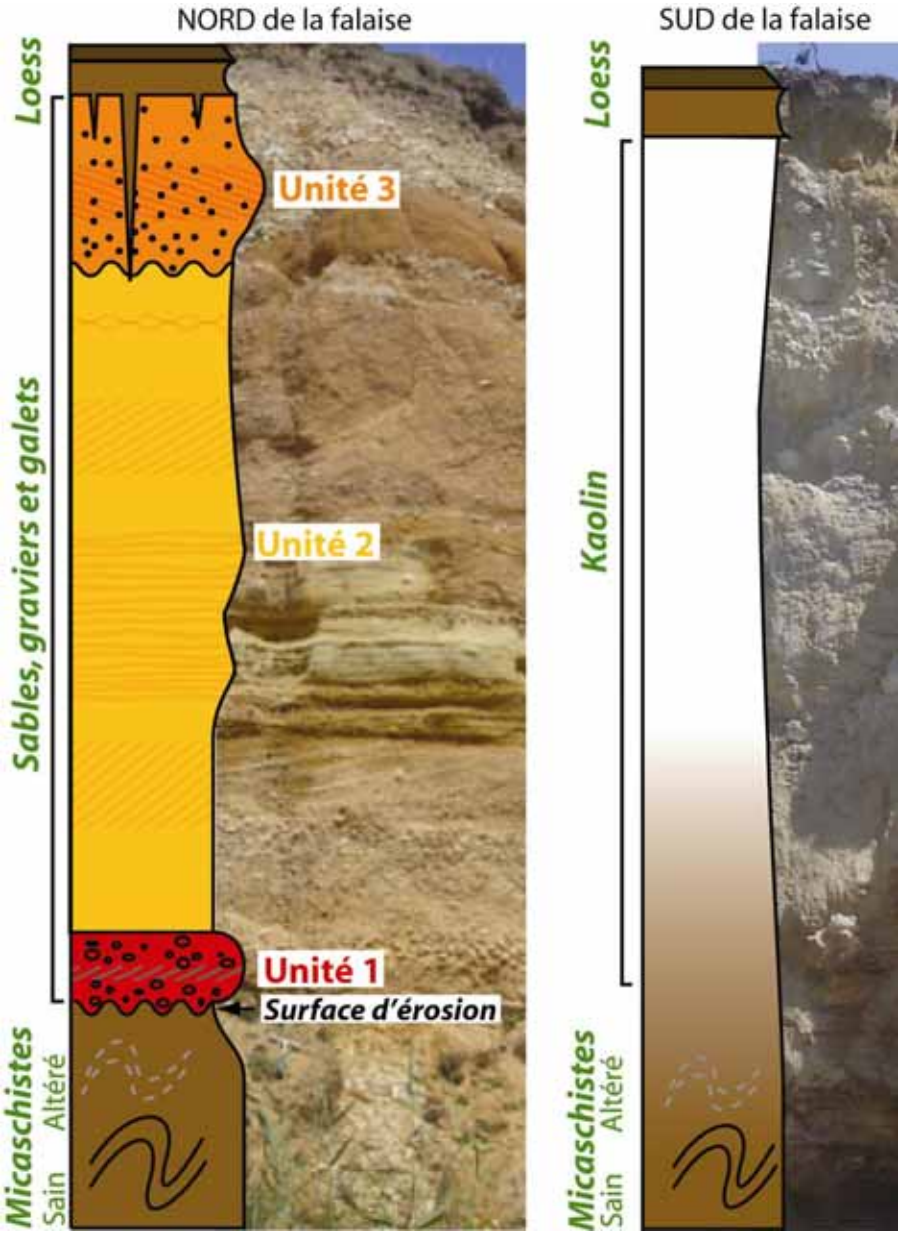



**Figure 11 : Coupe et interprétation simplifiées des principales unités sédimentaires de la falaise (d'après Bonnet et Menier, 2008).**

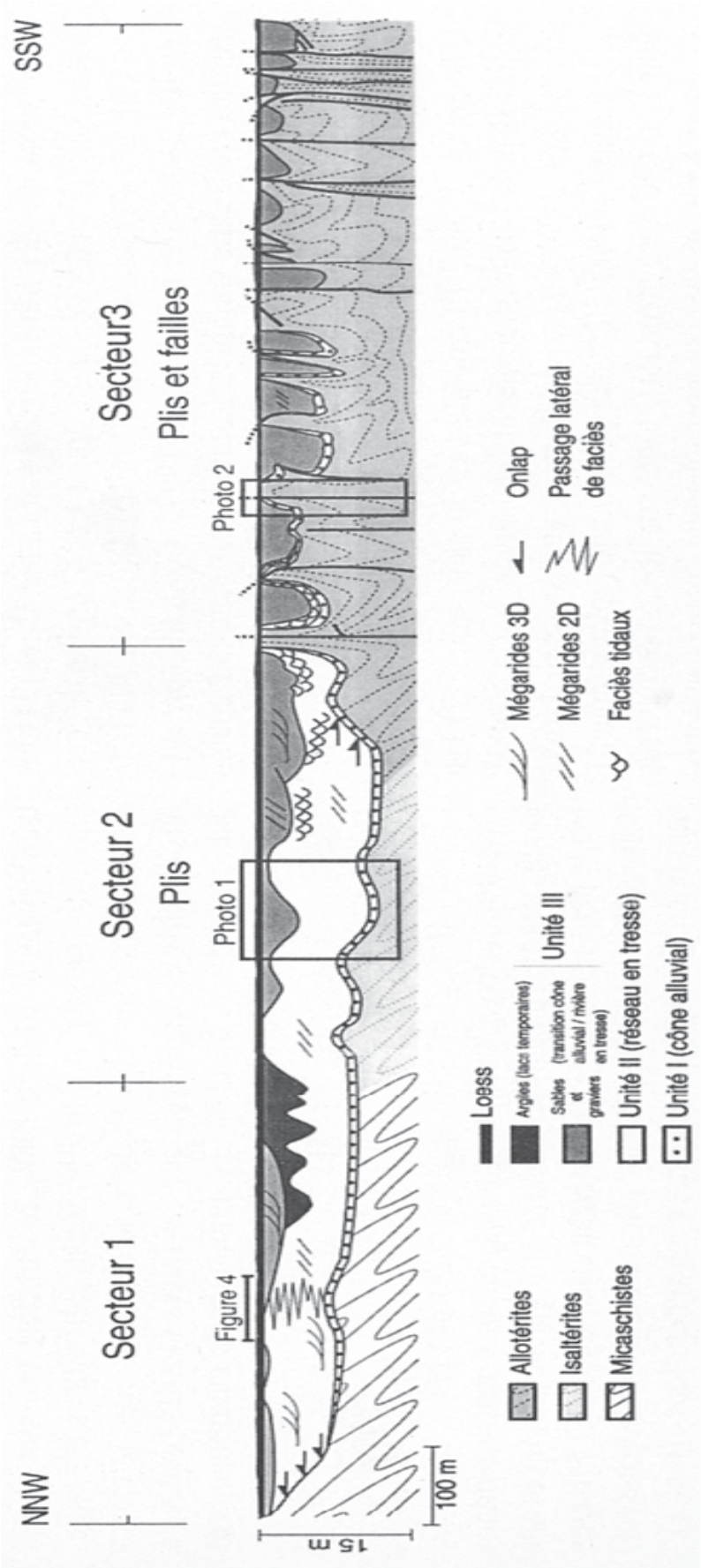



**Figure 12 : Coupe simplifiée de la plage de la mine d'Or (d'après Brault et al., 2001).**

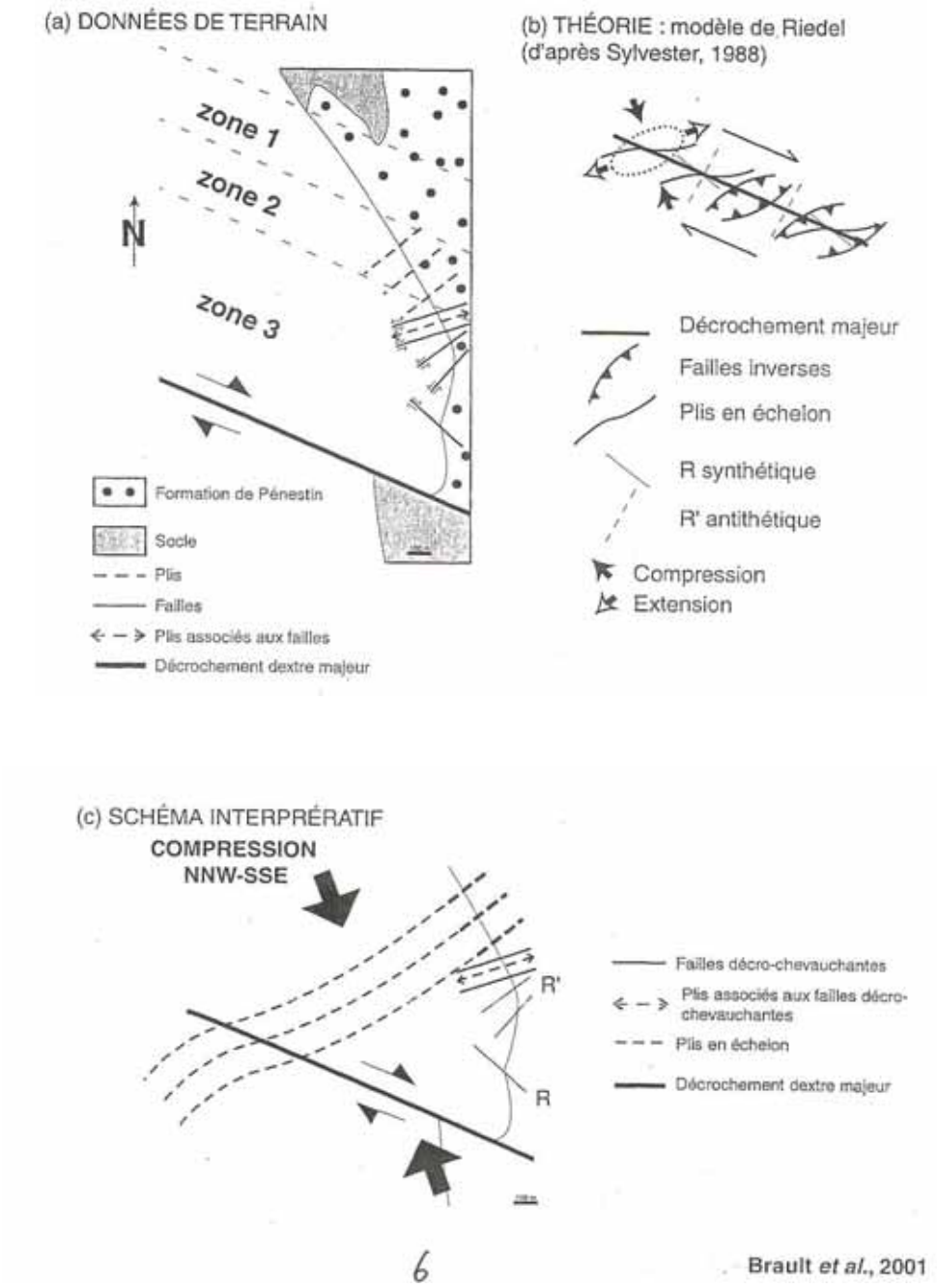



**Figure 13 : Failles et plis syn-sédimentaires affectant la formation de Pénestin (d'après Brault et al., 2001).**

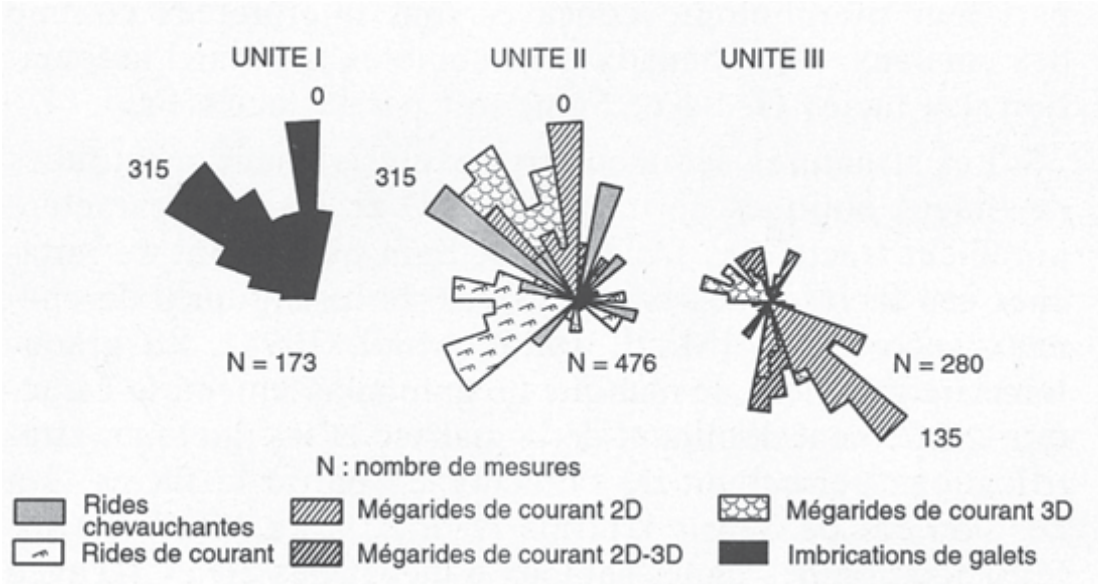



**Figure X : Mesures des paléocourants par unité lithologique et par type de structures sédimentaires (d'après Brault et al., 2001).**

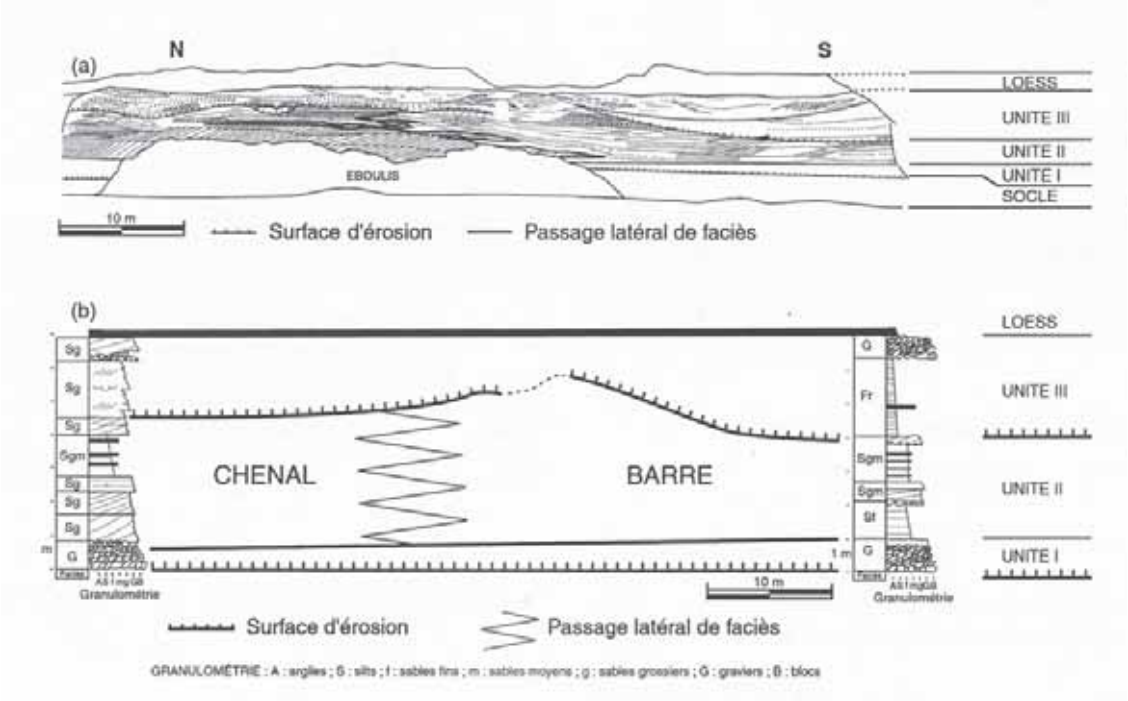



**Figure 14 : Passage latéral entre chenaux secondaires et barres losangiques du système en tresse de l'unité II : (a) coupe de la falaise, (b) interprétation à partir de deux logs. Le faciès G disparaît au profit des faciès Sgm et Sf. (D'après Brault et al., 2001).**

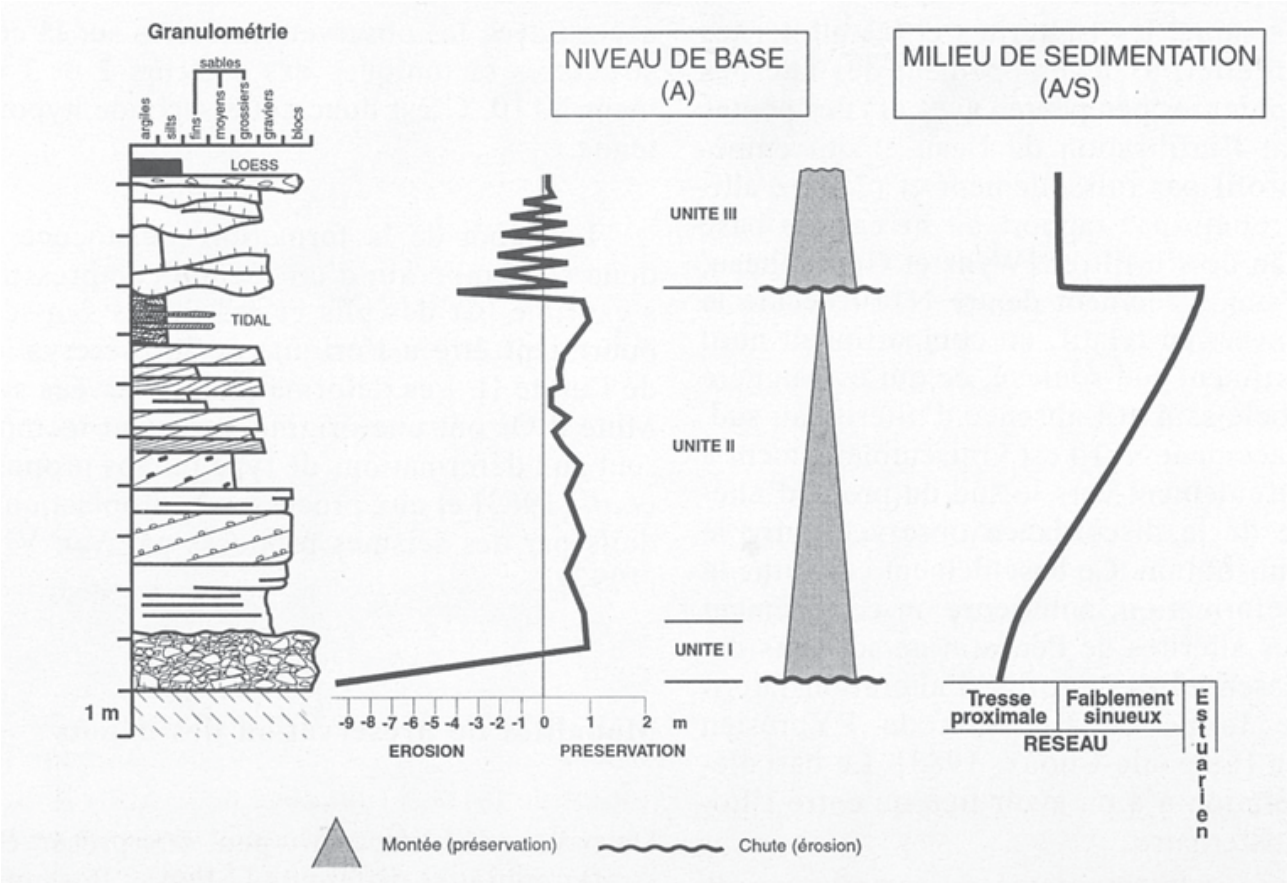



**Figure 15 : Variations verticales du niveau de base quantifiées à partir des épaisseurs préservées des faisceaux de litage obliques : définition de deux cycles de baisse-montée. (D'après Brault et al., 2001).**

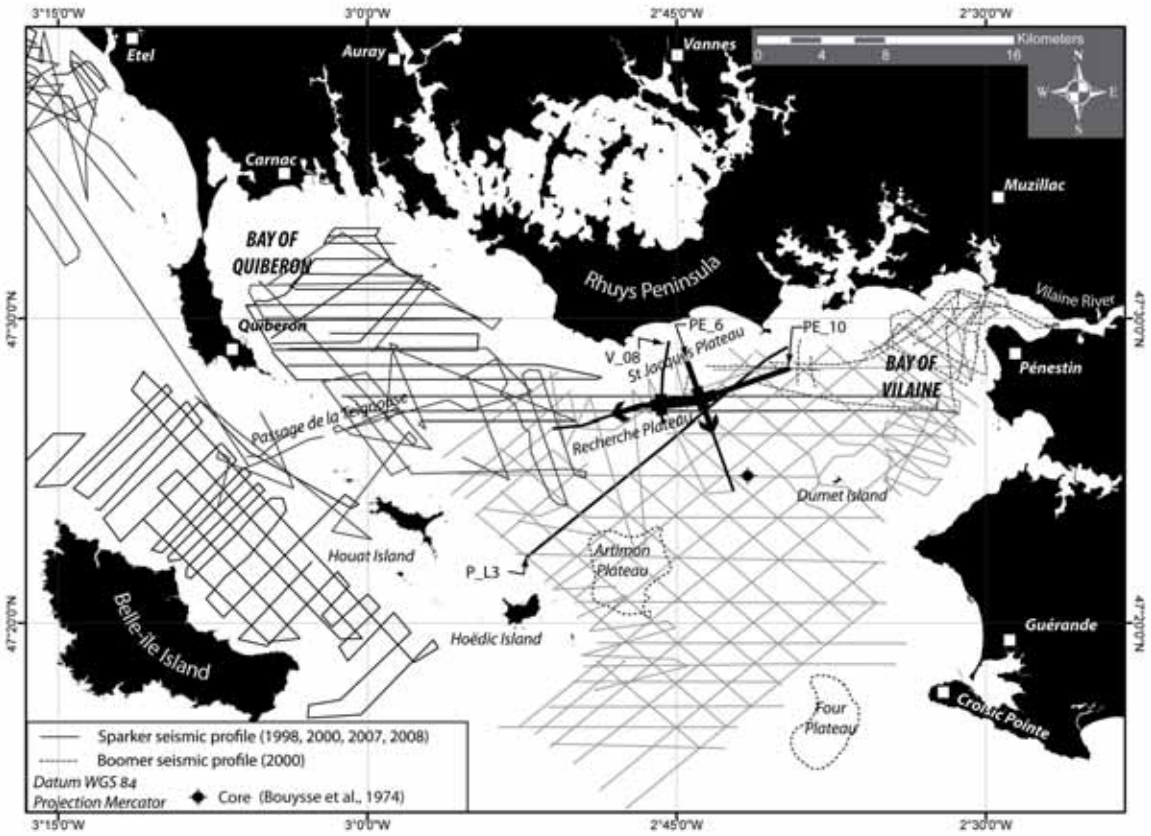



**Figure 16 : Plan de position des campagnes géophysiques acquises en baie de Quiberon et de Vilaine (d'après Menier et al., in press, B.S.G.F).**

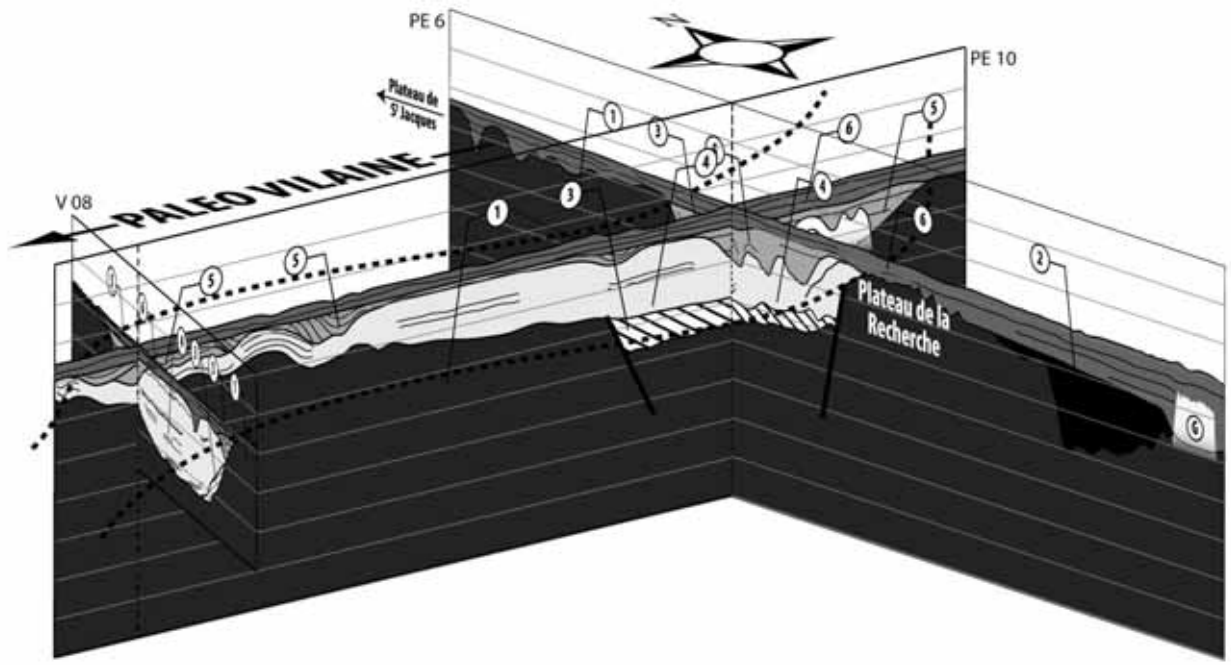



**Figure 17 : Représentation 3D du remplissage sédimentaire de la vallée fossile de la Vilaine (Conception D. Menier, non publié).**

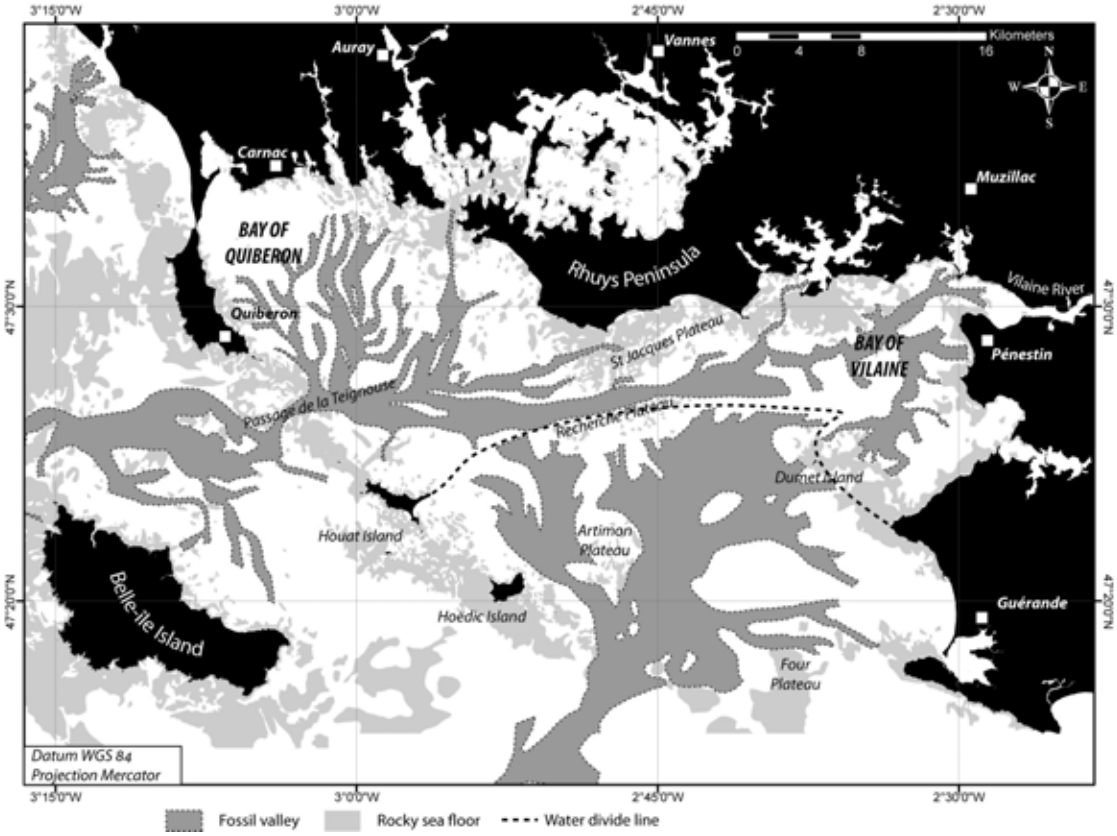



**Figure 18 : Reconstitution des vallées fossiles des baies de Quiberon et de Vilaine (d'après Menier et al., in press, B.S.G.F).**

L'analyse morphobathymétrique couplée aux données sismiques permet de distinguer deux réseaux hydrographiques aux morphologies très distinctes en baie de Quiberon et en baie de Vilaine. Il s'agit de la paléovallée dite de la Vilaine d'une part, et de la paléovallée de l'Artimon d'autre part.

La paléovallée de la Vilaine présente une orientation parallèle à la côte depuis l'embouchure actuelle de la Vilaine à l'ouest du plateau de la recherche, puis forme un léger coude en direction du Sud. Trois secteurs peuvent être individualisés, un secteur est, médian et ouest.

La paléovallée de l'Artimon présente une orientation principale Sud-Ouest/Nord-Est. Il s'agit d'un réseau de type dendritique qui correspond à un bassin versant déconnecté du réseau hydrographique actuel, et qui est séparé du réseau de la paléovallée de la Vilaine par une ligne de partage des eaux comprise entre l'île d'Houat et plateau de l'île Dumet via le plateau de la recherche. Il se caractérise par trois principales ramifications.

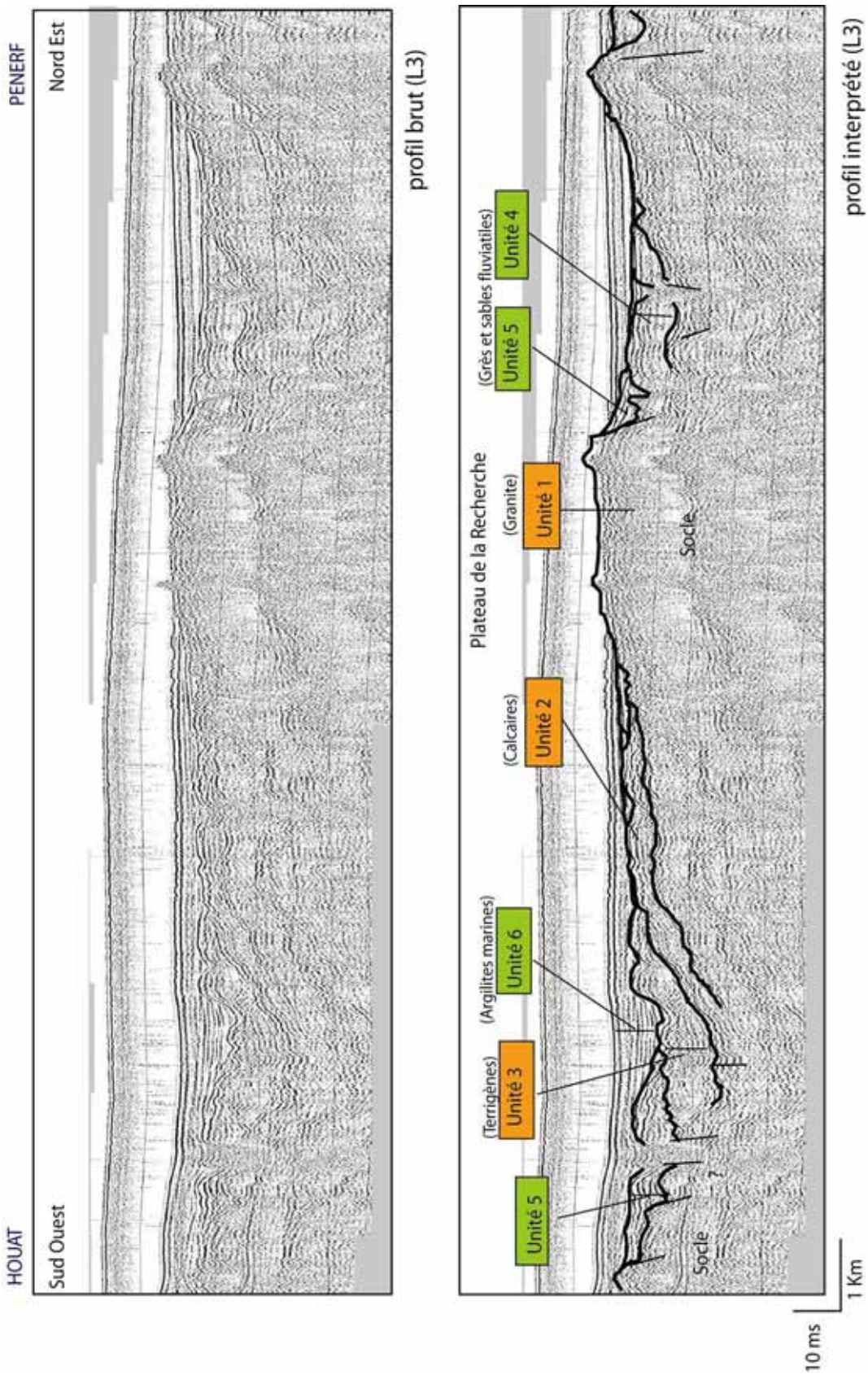



**Figure 19 : Aspects, brut et surlignés, du profil L3 (Sparker) montrant l'organisation générales des différentes unités sismiques et la position des principales failles. (d'après Proust et al., 2001).**

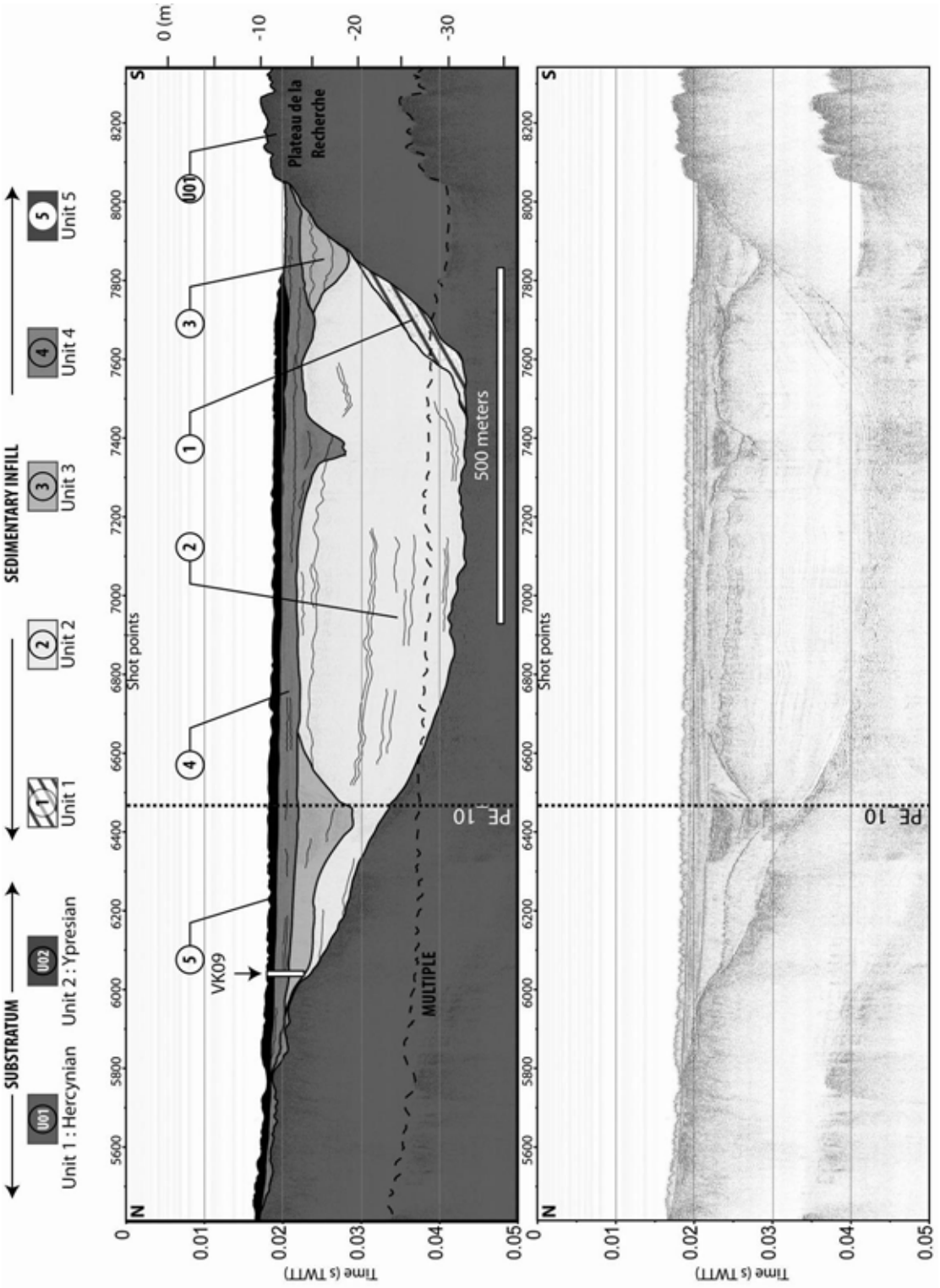



**Figure 20 : Aspects, brut et surlignés, du profil V08 (Boomer) montrant l'organisation générales des différentes unités sismiques du remplissage de la Vallée fossile de la Vilaine (Menier et al., in press, B.S.G.F).**

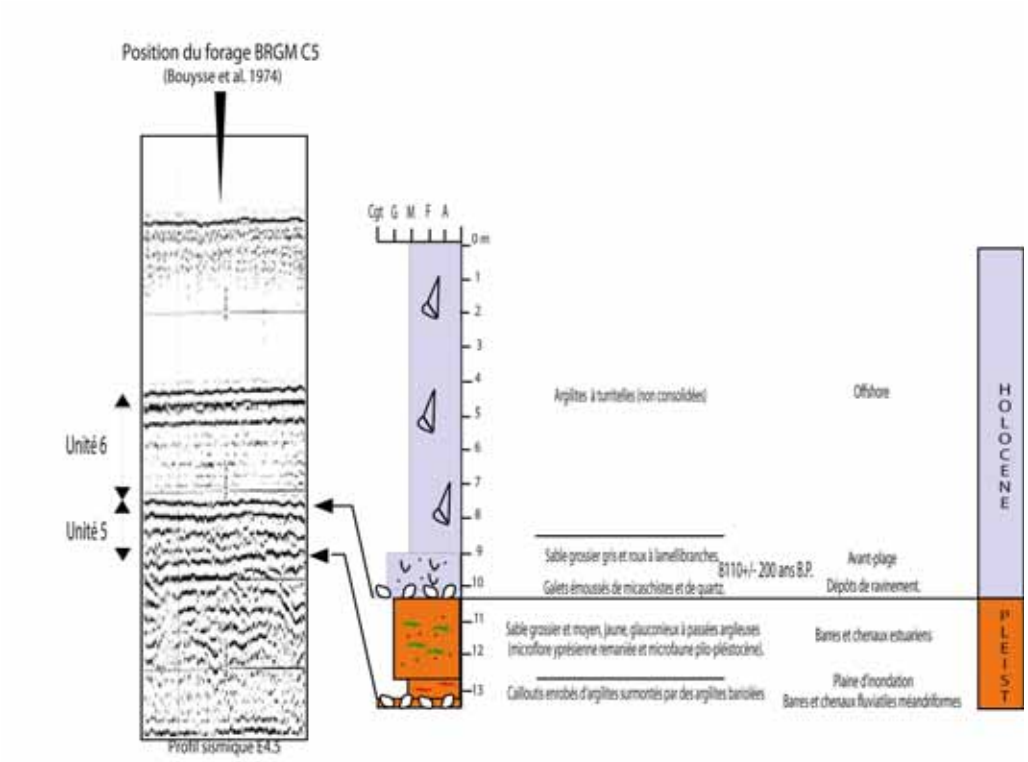



**Figure 21 : Description du sondage C5 de Bouysse et al., (1974) et proposition de corrélation de ce sondage avec son image sismique obtenue sur le profil E4.5 à l'aplomb du sondage. (D'après Proust et al., 2001).**

**ARRET N°2**

**Pointe de Halguen & embouchure de l'estuaire**

**Marais d'Ambon-Billiers, situés en arrière de la pointe de Roche Vilaine.**

**Le barrage d'Arzal**

## ARRET N°3

### Le site des dunes de Ménard

C’est un espace relativement bien protégé des influences marines par la pointe rocheuse du Halguen. Pourtant cet espace subit un remaniement constant. Au cours des dernières décennies, voir des derniers siècles, un schorre (herbu) s'est développé en arrière des cordons littoraux. Les cordons littoraux progressent alternativement sur la vasière ou sur le schorre de plusieurs dizaines de mètres durant ces cinquante dernières années. La cartographie historique appuyée par des cartes marines du 19ème siècle ainsi que des photographies aériennes permettent de bien mettre en évidence ces mouvements. La géologie du site est appréhendée par des carottages effectués sur le schorre. Les carottes traversent des strates sédimentaires similaires aux environnements de dépôts observés en surface. La succession de ces dépôts permet ainsi de reconstruire paléoenvironnements qui se sont succédés au cours des temps géologiques et de connaître les étapes du remplissage de l'estuaire de la Vilaine (d’après Traini C. Thèse en cours).

### La vasière de Ménard

Le vasière de Ménard est un « mix flat » de 345 ha localisé sur la rive gauche de l’estuaire externe. La nature de ce banc varie dans le temps et l’espace. La vase non consolidée et parfois liquide couvre inégalement des épandages sous-jacents de galets sellés dans une matrice de sable. Cette nappe de galet affleure lorsque les vases précédemment déposées sont érodées par l’action des houles. Elle est colonisée par des populations de zostera noltii et des « spots » de Spartine se développent depuis quelques années sur la haute slikke, illustrant un comblement de certains secteurs. Au niveau de la slikke inférieur, des chenaux de marée incisent à une profondeur d’incision atteignant une cinquantaine de centimètres. Localement, en bordure de chenal des accumulations sablo coquillier se présentent sous la forme de corps longilignes d’une dizaine de long pour une largeur de 3 mètres. Ces accumulations semblent être contraintes par la présence d’anciens pieux mytilicoles, où se développent des récifs à huîtres.

**Extrait de l'orthophotographie aérienne (2000) des dunes de Ménard.**

**Les dunes de Ménard**

**De la Pointe de Halguen à la Pointe du Scal** Pointe, on distingue une côte rocheuse réflective et forme des anfractuosités en série qui piègent une partie des sables coquilliers grossiers et où s'accumulent en grand nombre des coquilles entières ou partiellement fragmentées d'huîtres. Sur cette zone, le matériel sédimentaire transite par by-passing jusqu'à l'estuaire.

De l'anse de Camaret à la pointe du Scal, le cordon littoral offre une grande variété de dépôt.

Ainsi les plages de sable alternent avec des plages à galets, des plages de sable coquillier. Des croissants de plage conchyliens peuvent apparaître sous certaines conditions de houle.

A l'est des dunes de Ménard les cordons littoraux reculent sur le schorre en érosion sous forme de cheniers semblables à ceux décrits en baie du Mont Saint Michel (storm wash-over fans). La fraction coquillière reflète les populations bivalves locales pour l'essentiel.

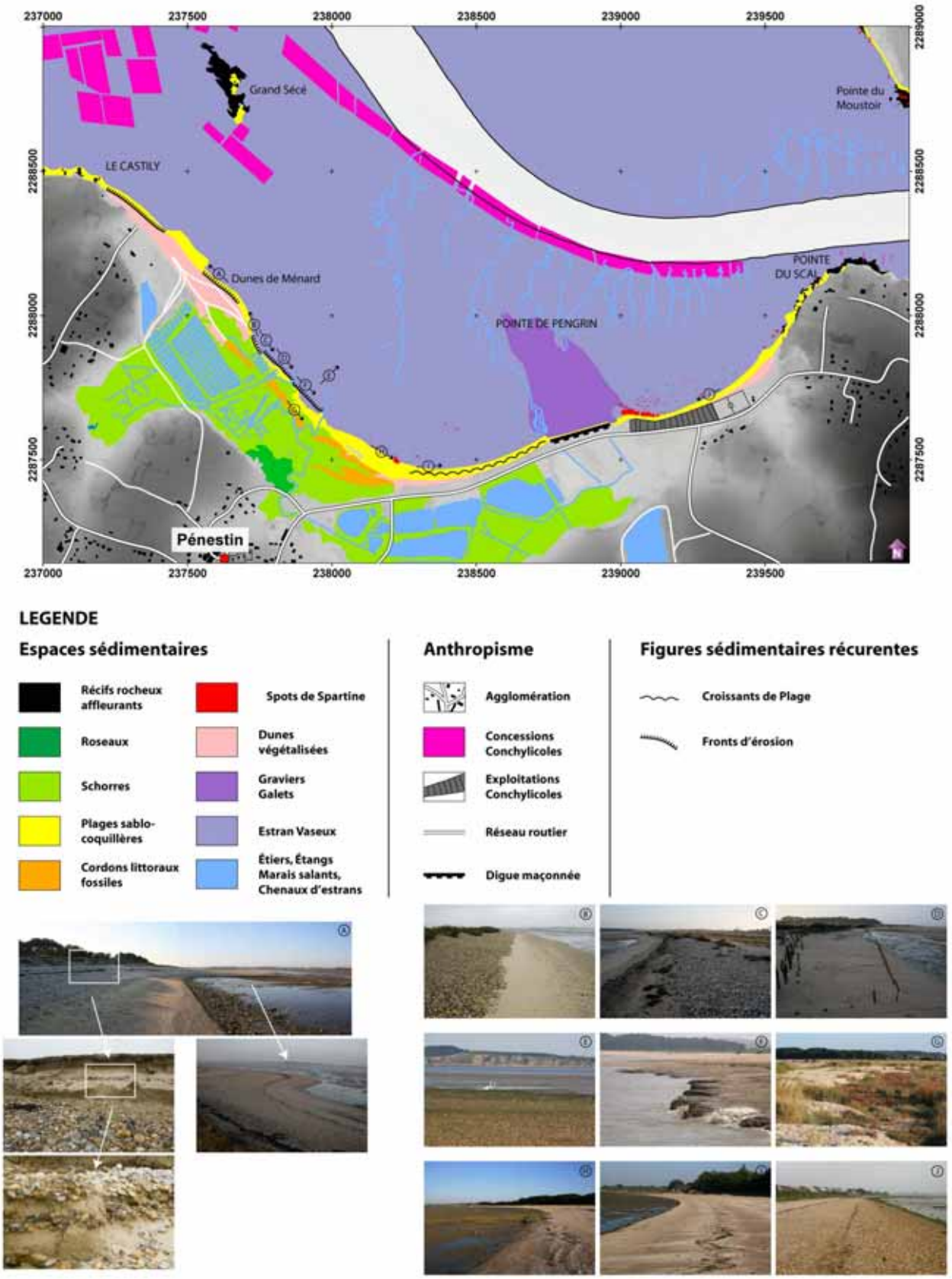



**Figure 22 : Cartographie synthétiques des systèmes naturels & anthropiques du marais de Ménard (d'après Traini C., thèse en cours).**

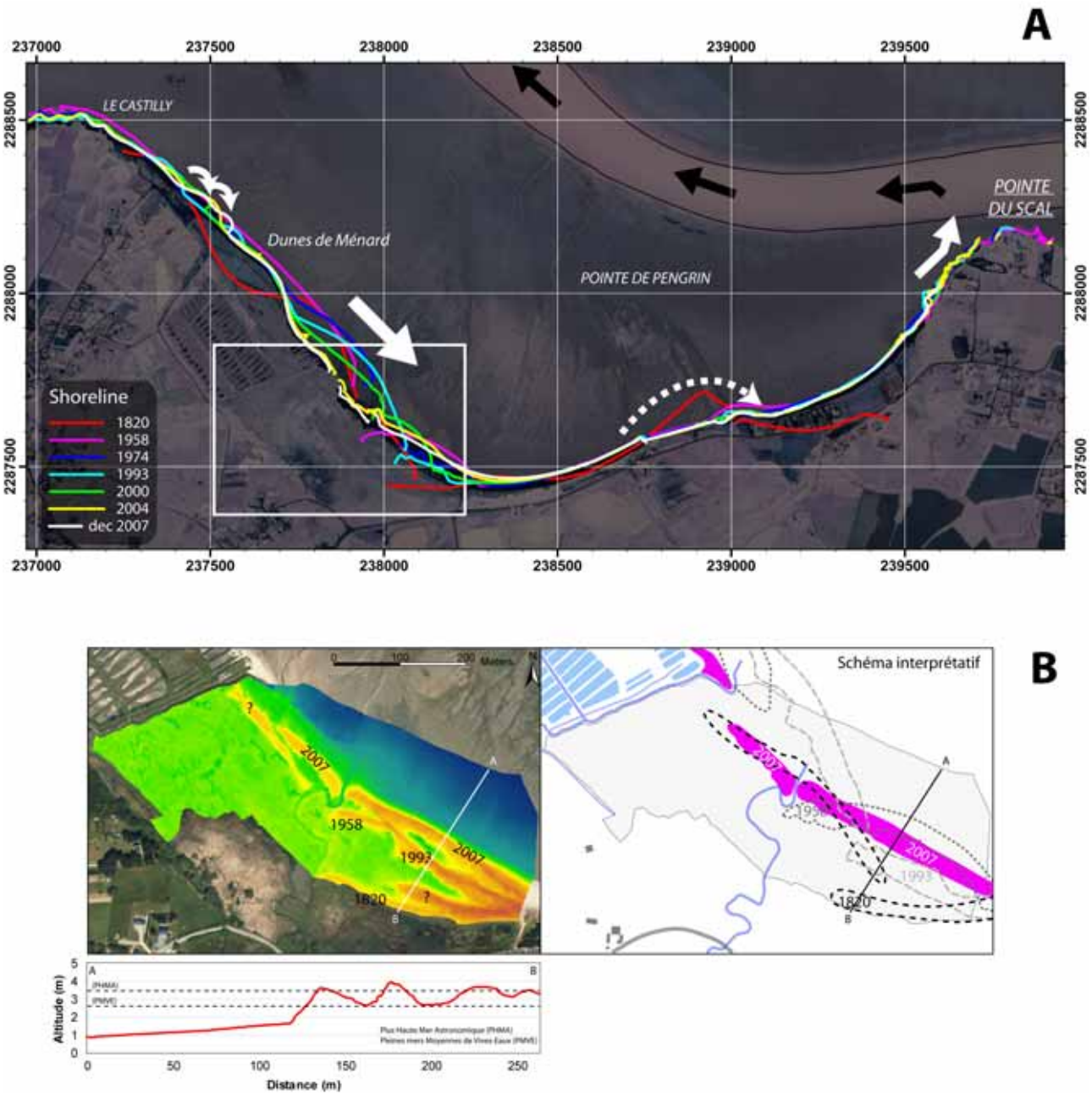



**Figure 23 : A) Dynamique des cordons littoraux entre le Pointe de Castilly et la Pointe du Scal entre 1820 et 2007. B) Cartographie des cordons sableux fossiles et actuels, (d'après Traini C., thèse en cours).**

La cartographie historique montre ici les évolutions du paysage des Dunes de Ménard au cours du dernier siècle. On observe plusieurs types de mouvements du cordon littoral :

- Des mouvements cross-shorre : le cordon recul sur le schorre ou avance sur le domaine marin de plusieurs dizaines de mètres au cours des dernières décennies.
- Des mouvements long-shorre : le cordon translate le long du trait de côte d'une quinzaine de mètre par an.

Afin de discuter des facteurs autocycliques et allocycliques lors de la mise en place de la slikke, du schorre et des cordons sableux, des sondages ont été réalisés. Ces données apportent des compléments sur les différents environnements de dépôts, l'épaisseur du prisme sédimentaire et leur âge.

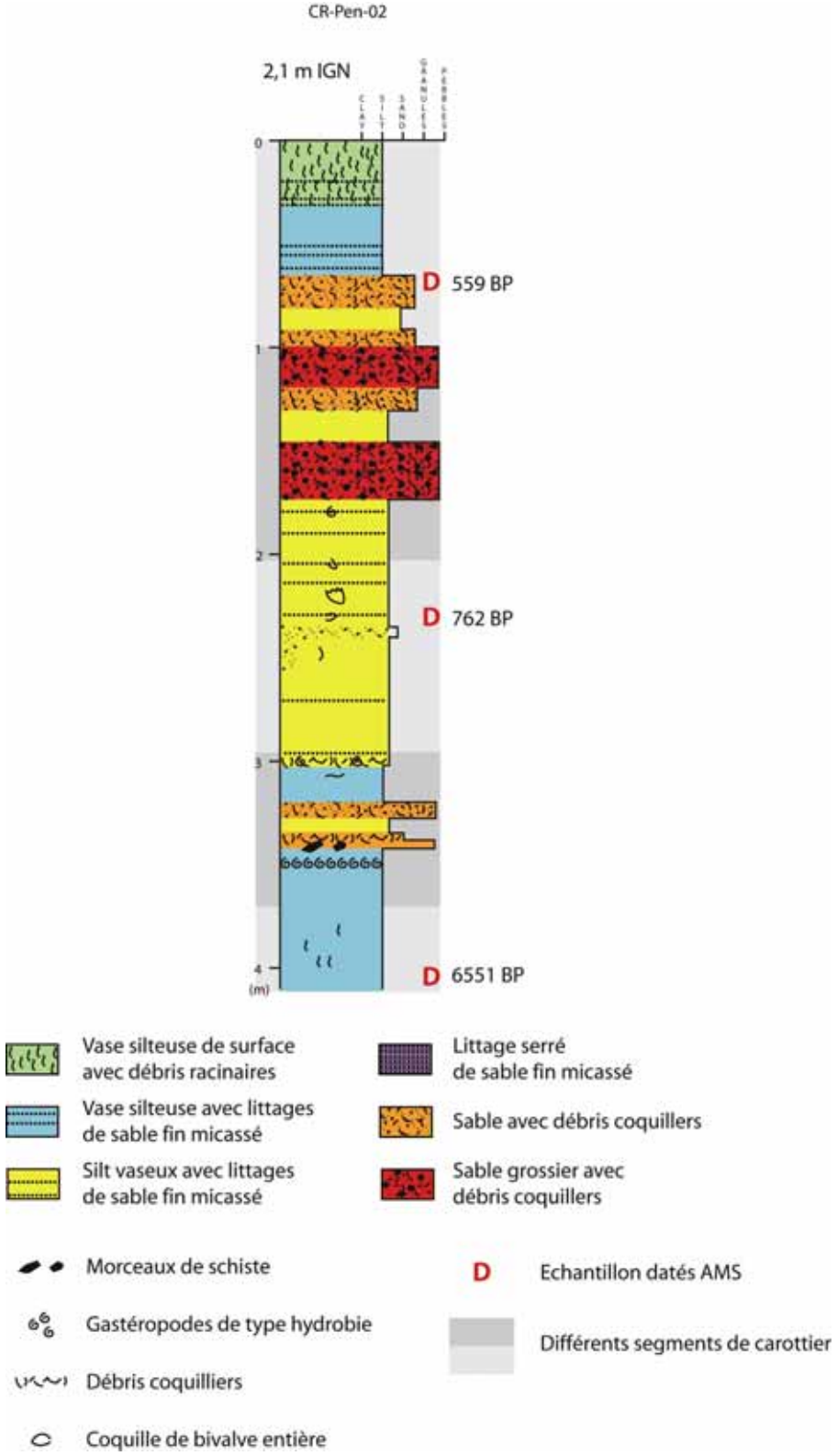



**Figure 24 : Description du sondage PEN_02 réalisé à l'aide d'un carottier russe à Ménard (d'après Traini C., thèse en cours).**

Des données de tomographie électriques apportent des compléments d'informations sur l'épaisseur du prisme sédimentaire.

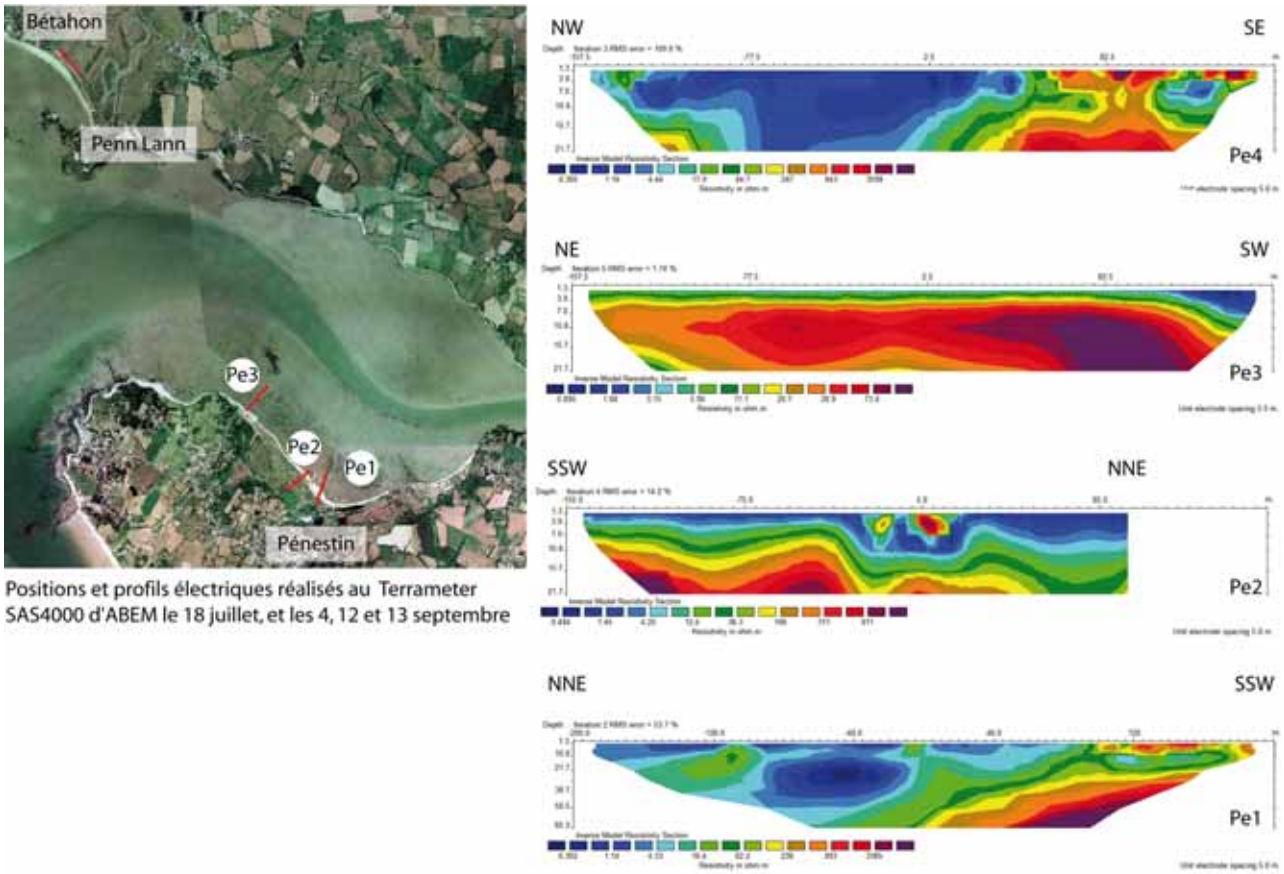



**Figure 25 : Profils électriques réalisés sur la rive gauche de l'estuaire : dunes de Ménard (d'après Traini C., thèse en cours).**

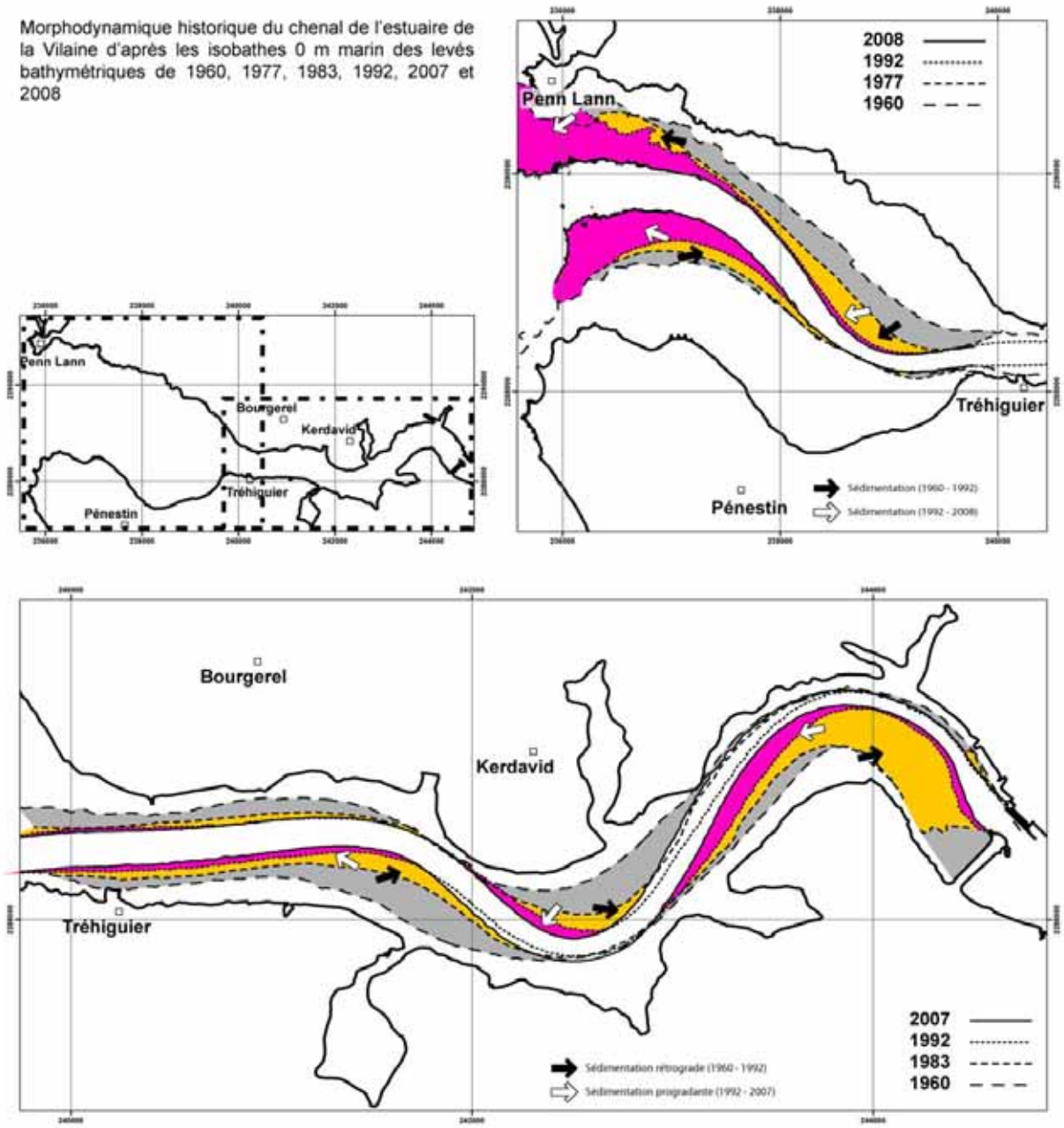



**Figure 26 : Cartographie historique de l'envasement de l'estuaire (d'après Traini C., thèse en cours).**

# Bibliographie


BARBAROUX L., DUPLESSY J.-C., MARGEREL J.-P. & VISSET L. (1974). Variations climatiques et sédimentologiques récentes (période atlantique à actuel) dans l'estuaire de la Loire. Mise en évidence d'épisodes lagunaires. C.R. Acad. Sci. Paris, 278, 573-576.

BARBAROUX L. & GALLENE B., (1973). Répartition des minéraux argileux dans les sédiments récents de la Loire et du plateau continental. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 277, série D, 1609-1612.

BARBAROUX L., DUPLAIX S. & VISSET L. (1980). Les alluvions anciennes submergées de la basse Loire dans la région de Saint-Nazaire (Loire-Atlantique). Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 28, 51-70.

BONNET S. (1998). Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Doctorat de l'Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, 352p.

BOUAOUINA F. (2006). - Dynamique récente de remplissage de la Baie de la Vilaine : corrélation sismique très haute résolution et carottes. - Master Thesis, Université de Caen, 36 p.

BOUYSSE P. & VANNEY J.R., (1966). - La baie de la Vilaine : Etude sédimentologique et morphologique. - *Cahiers Océanogr*., 18 , (4), 319-341.

BOUYSSE P., CHATEAUNEUF J.-J. & TERS M. (1974). - Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de la vilaine. - *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279, Série D, 1421-1424.

BRAULT N., GUILLOCHEAU F., PROUST J.-N., NALPAS T., BONNET S., BOURQUIN S. & BRUN J.-P. (2001). - Evolution du système fluviatile de Pénestin (Morbihan) : Conséquences géomorphologiques - *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 563-572.

CAROFF M., BELLON H., CHAURIS L., CARRON J.-P., CHEVRIER S., GARDINIER A., COTTEN J., LE MOAN Y. & NEIDHART Y. (1995). Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif Armoricain (France) : pétrologie, géochimie, âge et modalités de la mise en place. Can. J. Earth., 32, 1921-1936.

CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. et al., 1996. Carte géologique de la France au 1/1000000. Eds Bureau de Recherche et de Géologique Minière.

DURAND S. (1960). Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse de l'Université de Rennes I, 1960. Publiée sous : Mem. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 1960, 387p.

ERAMM-R.I.V.A.G.E.S. (1995). Etude de l'envasement de l'estuaire de la Vilaine, Rapport final. ERAMM - R.I.V.A.G.E.S. - IAV.

GAPAIS D. & LE CORRE C. (1990). Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? Nature, 288, 5791, 574-576.

GUILLAUME-BRUNO S. (1972). Le plio-quaternaire des côtes du Morbihan. Etude sédimentologique et stratigraphique. Thèse de l'Université de Paris-Sud, 110p.

GUILCHER A. (1948). - Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. PhD Thesis, Paris, H. Potier (Ed.), La Roche-sur-Yon, 682 p.

GOUBERT, E. (1997). "Les Elphidium excavatum (Terquem), foraminifères benthiques, vivant en baie de Vilaine (Bretagne, France) d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population et relations avec l'environnement. Réflexions sur

l'approche méthodologique, la lignée évolutive et l'utilisation en paléoécologie." Université de Nantes.

GOULEAU, D., (1975). Les premiers stades de la sédimentation sur les vasières littorales atlantiques : Rôle de l'immersion. Thèse Université de Nantes, tome I, 241p. et tome II, 123p.

JEGOUZO P. & ROSSELLO E.A. (1988). La branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. C.R. Acad. Sci. Paris, 307, II, 1825-1831.

JOUANNEAU J.M., WEBER O., CREMER M., CASTAING P. (1999). - Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. - *Deep Sea Research Part II*: Topical Studies in Oceanography, 46, 2205-2220.

LAFOND L.R., (1961). Etude minéralogique des argiles actuelles du bassin de la Vilaine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 252, 3614-3616.

LATTEUX, B. (2005). Mission d'expertise sur la modélisation hydro-sédimentaire en milieu estuarien, pp. 39. Institution d'Aménagment de la Vilaine.

LATTEUX, B., and David, L. (2001). Etude du comportement du littoral départemental, évaluation des risques et des enjeux. Ptolémé, Brest.

MAILLOCHEAU, F. (1980). "L'envasement de l'estuaire de la Vilaine en aval du Barrage d'Arzal." Unpublished Diplôme d'Etudes Approfondies en Géologie Appliquée thesis, Université de Nantes.

LE CORRE C., AUVRAY B., BALLEVRE M. & ROBARDET M. (1991). Le Massif Armoricain. Sci. Géol. Bull. Strasbourg, 44, 1-2, 31-103.

MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1973). Le quaternaire du Massif Armoricain. Annales scientifiques de l'université de Besançon, géologie, 3ème série, 21, 75-80.

MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974). Variation de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire, analyses de dépôts organiques littoraux. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 17, 208p.

MORZADEC M.-T. (1999). Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif Armoricain de la rade de Brest à la baie d'Audierne. Quaternaire, 10, 2-3, 171-179.

MENIER D., GOUBERT E., LE CORRE C., PROUST J.-N., BONNET S., TESSIER B. & BALTZER A. (2001a). - L'estuaire de la Vilaine, paléoenvironnement et dynamique actuelle. Imagerie acoustique. Rapport fin de mission Bingolaine, 80 p. (http://www.sgmb.univ-rennes1.fr/Vilaine-Menier/Bingolaine.pdf).

MENIER D. (2004). - Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique. - PhD Thesis, Université de Bretagne Sud, Mémoires Géosciences Rennes, 110, 202 p.

MENIER D., REYNAUD J.Y., PROUST J.-N., GUILLOCHEAU F., GUENNOC P., TESSIER B., BONNET S. & GOUBERT E. (2006). - Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valleys, SE coast of Brittany, France - In: DALRYMPLE R.W., LECKIE D.A. & TILLMAN R.W., Incised Valleys in Time and Space, SEPM Sp. Publ., 85, 37-55.

MENIER, D., TESSIER, B., PROUST, J.N., BALTZER, A., SORREL, P., TRAINI, C. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). Bulletin de la Société Géologique de France (in press).

PROUST J.-N., MENIER D., GUILLOCHEAU F., GUENNOC P., BONNET S., LE CORRE C. & ROUBY D. (2001). - les vallées fossiles de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. - *Bull. Soc. géol. France* **6**, 737-749.

PINOT J.-P. (1974). - Le pré-continent breton, entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique. Lannion, Impram, 256 p.

S.H.O.M. (1990). - Courants de marée de la côte sud de la Bretagne de Penmarc'h à Noirmoutier, Imprimerie de l'EPSHOM, Paris, fascicule 558-UJA.

S.H.O.M. (1997). - Instructions nautiques pour la plaisance, France, Bretagne Sud, de la Pointe de Penmarc'h à la Vilaine.

SORREL P., TESSIER B., DEMORY F.), BALTZER A., BOUAMINA F, PROUST J.N., MENIER D., TRAINI C. (Soumis à Continental Shelf Research). Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): depositional history and late Holocene climatic signals.

TESSIER C. (2006). Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière: L'exemple de la région marine Bretagne sud, Thesis, Université de Bordeaux 1, 428 p.

THINON I., MENIER D., GUENNOC P., PROUST J.-N. (2008). - Carte au 1/250 000 de la marge sud-armoricaine. Edition Bureau de Recherche et de Géologie Minière.

THOMAS E. (1999). - Evolution cénozoïque d'un domaine de socle : Le massif Armoricain. PhD Thesis, Université de Rennes 1, 148 p.

TRAINI C., MENIER D., PROUST J.-N., (2007). Dynamique Sédimentaire dans l'estuaire de la Vilaine, fonctionnement actuel et passé. 11ème Congrès de l'Association des Sédimentologues Français, Caen.

TRAINI, C., MENIER, D., and PROUST, J.-N. (2008a). The Vilaine River Estuary in the Bay of Biscay, Insight into geomorphologic controls on estuarine sedimentation. In "European Geosciences Union, General Assembly 2008." Vienna, Austria.

TRAINI C. MENIER D. & PROUST J.-N. (2008b). - The Vilaine River estuary in the Bay of Biscay: insight into geomorphologic controls on estuarine sedimentation. XI Internationnal Symposium on Oceanography. Donastian-San Sebastian, 92 p.

TRAINI C., MENIER D., PROUST J.-N., (2009). Impact des facteurs naturels et anthropiques sur l'évolution d'un environnement estuarien : Exemple de l'estuaire de la Vilaine, 11ème Congrès de l'Association des Sédimentologues Français, Rennes.

VANNEY J.-R. (1977). - Géomorphologie de la marge continentale sud–armoricaine.- S.E.D.E.S, Paris, 473 p.

VIGNERESSE J.L. (1988). La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricain d'après les données géophysiques. Géologie de la France, 4, 3-10.

VISSET L., L'HELGOUAC'H J. & BERNARD J. (1996). La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer. Etude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques. Rev. Archéol. Ouest, 13, 79-87.