

# Sortie géologique dans le Domaine Sud-Armoricain

**La plage de Pénestin, la cale du « Passage de Vieille Roche » à Camoël  
et les Rochers du Ruicard à La Roche-Bernard**

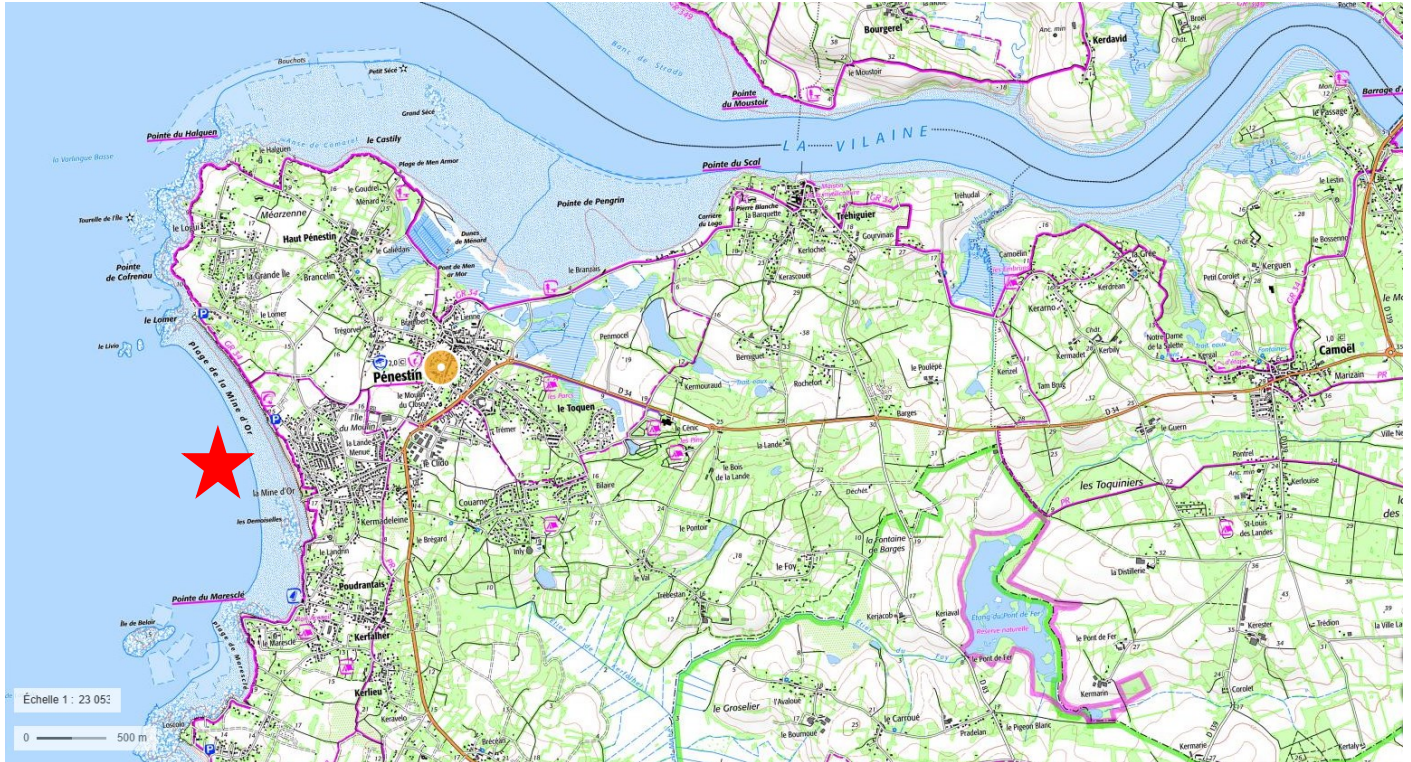
Dimanche 16 avril 2023

**Guides : Jean Chauvet, Gaston Godard, Dominique Loizeau et Hendrik Vreken**

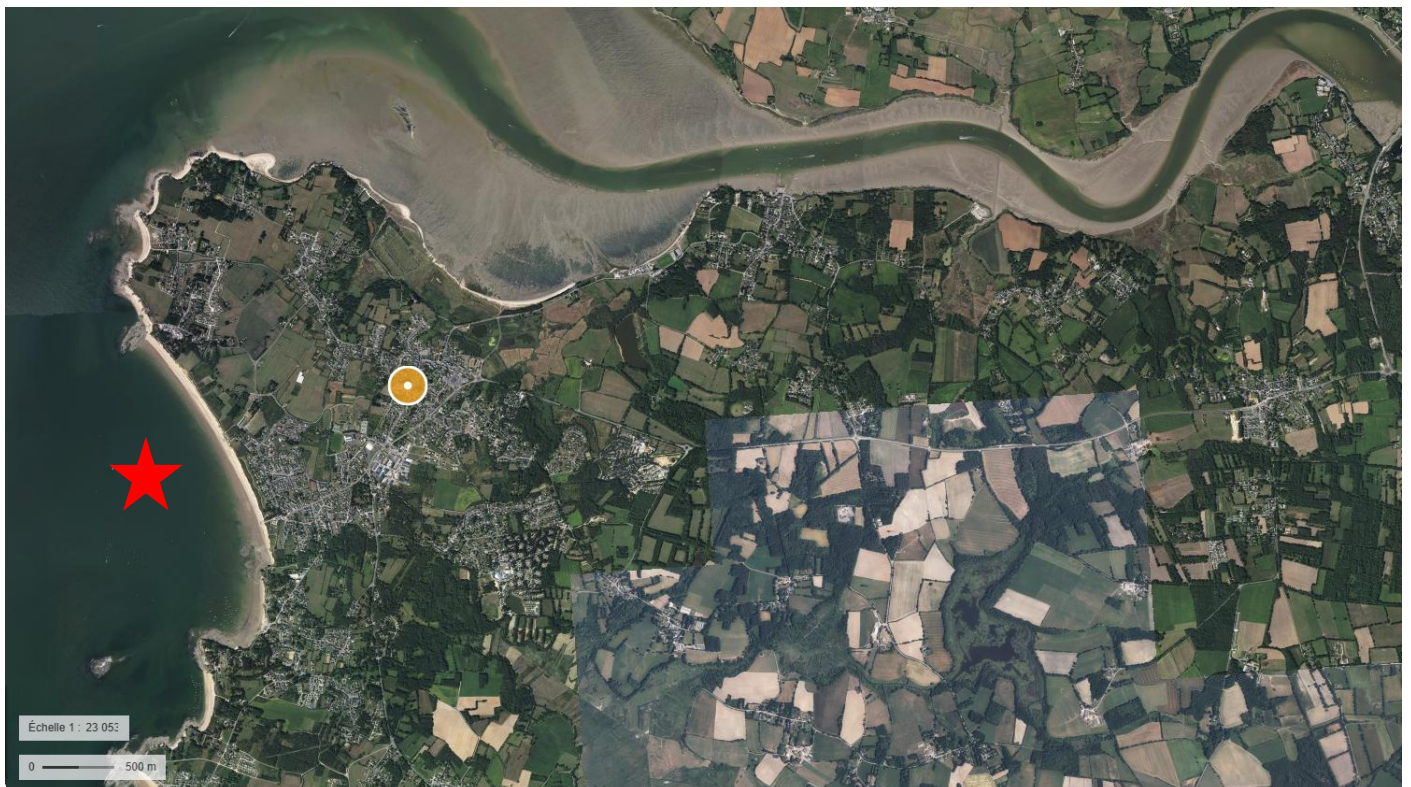


Cette sortie au Sud de l'embouchure de la Vilaine est la suite de celle que l'on réalisée en avril 2022 dans le Pays de Guérande.

## Arrêt 1 : De la Plage du Lomer à la plage de la Mine d'or



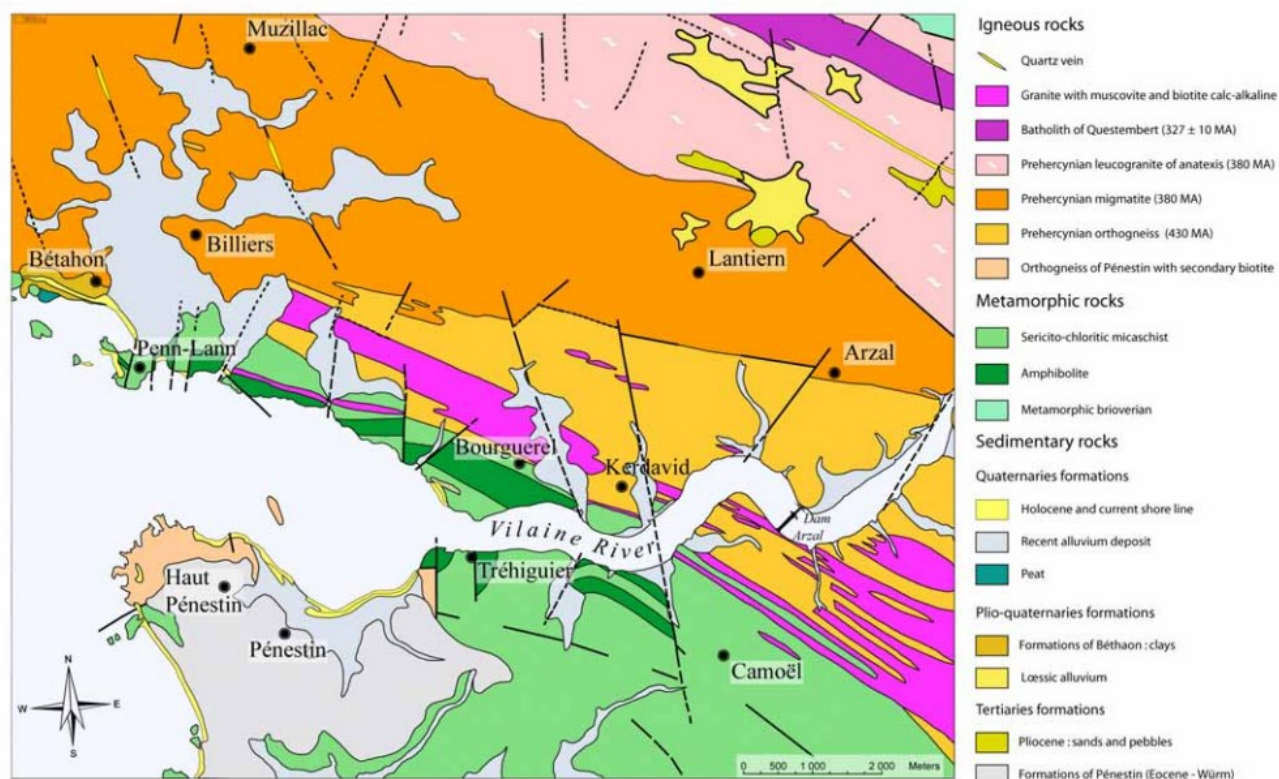
Situation de l'affleurement (Document Géoportail)



Vue aérienne de l'affleurement (Document Géoportail)



Extrait de la carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> de La Roche-Bernard (Document Géoportail)



Carte géologique simplifiée de l'estuaire de la Vilaine

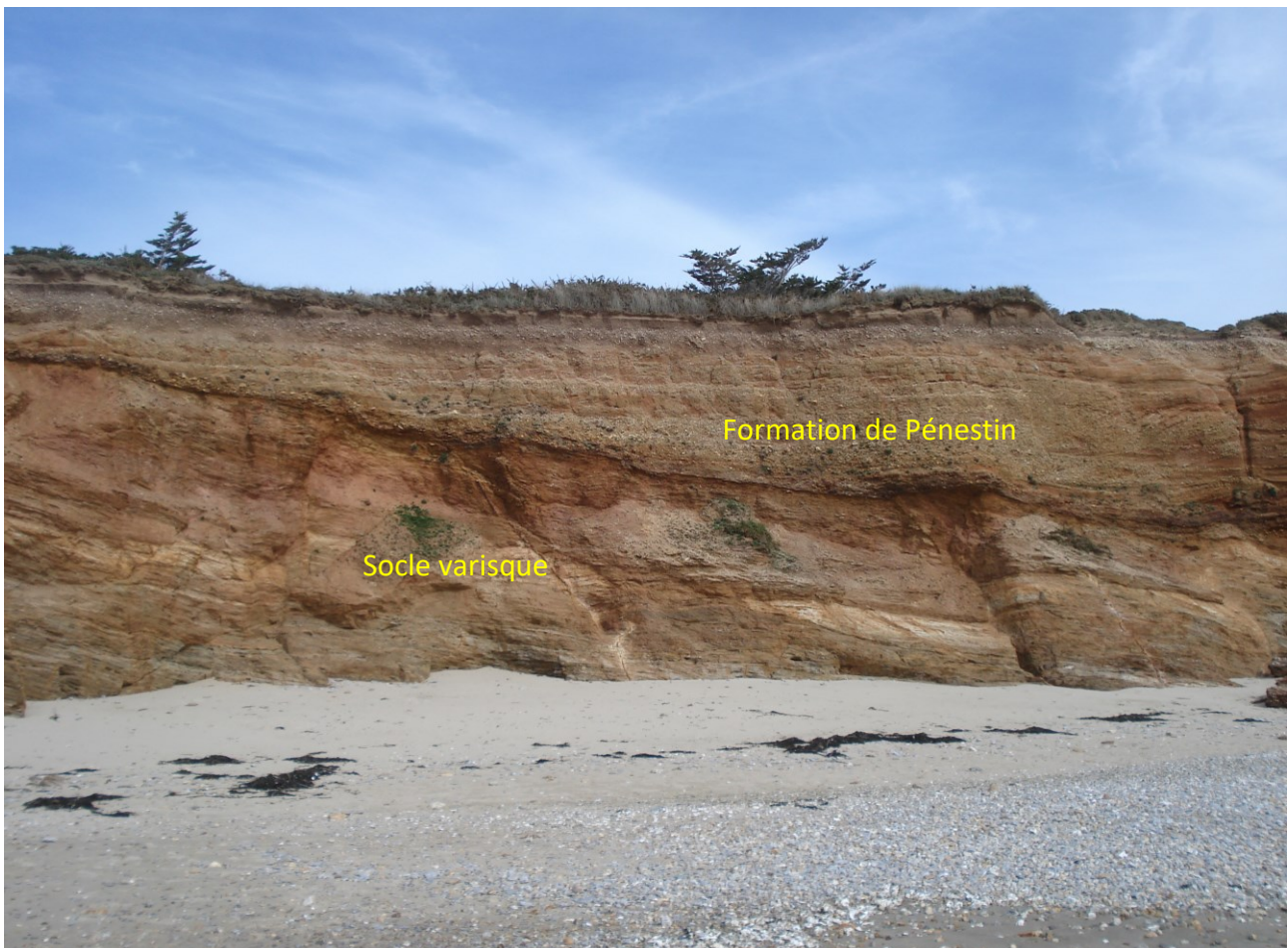
(d'après Traini C. Thèse : « L'estuaire de la Vilaine : évolution naturelle et anthropisation » - 2019)

## 1- Description d'ensemble de la Formation de Pénestin

La Formation de Pénestin visible sur près de 2 km le long de la côte se reconnaît facilement, dans la partie supérieure de la falaise qui peut atteindre jusqu'à 8 m de hauteur. Elle se caractérise par sa richesse en galets, plutôt blancs, disposés en bandes plus ou moins horizontales ou arquées et dispersés dans un ensemble d'aspect sableux et aux couleurs variant du jaune à l'orangé, avec parfois des passées franchement rougeâtres.

En bas de falaise, la formation de Pénestin repose directement sur des micaschistes gris verdâtres, d'âge Briovérien supérieur à Cambrien appartenant à l'Unité des Schistes et Porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles.

La limite entre les deux formations est bien tranchée. Elle se fait par l'intermédiaire d'une surface d'érosion à valeur de discordance que l'on peut suivre du Nord au Sud de la côte, de la plage du Lomer au Nord jusqu'à la plage de la Mine d'or au Sud. Elle est surtout très nette au Nord, entre la Plage du Lomer et la Plage de la Source, où elle est soulignée par la présence d'un conglomérat, plutôt d'un poudingue de couleur brunâtre, à ciment ferrugineux et donc très dur qui forme ainsi, après érosion différentielle, une véritable corniche au-dessus des micaschistes beaucoup plus tendres.





### **Bordure Nord de la paléo-vallée**

La Formation de Pénestin représenterait les restes d'une paléo-vallée, probablement d'une paléo-Loire qui aurait incisé sa vallée, en fait tout un réseau de chenaux en tresses, au Pléistocène moyen, en réponse à une surrection de l'Ouest de la France contemporaine d'une baisse du niveau de la mer suite aux premières glaciations quaternaires.

Plus précisément, cette incision aurait eu lieu entre -600 000 et -300 000 ans (datation de grains de quartz par Résonance Paramagnétique Électronique - voir page 53), âge plus ou moins confirmé par la présence de galets striés d'origine glaciaire dans le conglomérat.

Entre -600 000 et -300 000 ans, ont eu lieu les glaciations du Mindel (voir figures ci-dessous).

ERE	SYSTEME	SOUS - SYSTEME	Etage	Glaciations	Millions d'années	
<b>QUATERNAIRE</b>		HOLOCENE	Flandrien (Versilien)	Postglaciaire		
		PLÉISTOCENE	Tyrrhénien	<b>Würm</b>	0,01	
				Interglaciaire Riss / Würm	0,08	
				<b>Riss</b>	0,12	
			Sicilien	Interglaciaire Mindel / Riss	0,3	
				<b>Mindel</b>	0,35	
				Interglaciaire Günz/Mindel	0,65	
				<b>Günz</b>	0,7	
			Calabrien	Villafranchien	Interglaciaire Donau / Günz	1,2
					<b>Donau</b>	1,8
			<b>CENOZOÏQUE</b> (Tertiaire)	NEOGENE	PLIOCENE	Gélasien
Plaisancien	Interglaciaire Biber / Donau	?				
	<b>Biber</b>	?				
Zancléen (Tabianien)		3,4				
MIOCENE	Messinien (Pontien)				5,3	

Échelle stratigraphique du Quaternaire

Subdivisions stratigraphiques	Équivalent alpin	Équivalent nordique	Climat	Chronologie isotopique	Âges approximatifs (en années)
Tubantien	Würmien	<b>Weichsélien</b>	Froid	SIO 4-2 ou SIO 5d-2	115 000 à 11 700
Éémien	Interglaciaire Riss-Würm	<b>Éémien</b>	Tempéré	SIO 5e	130 000 à 115 000
Drenthien	Glaciation du Riss	<b>Saalien</b>	Froid	SIO 10-6 ou SIO 8-6	370 000 à 130 000
Needien	Interglaciaire Mindel-Riss	<b>Holsteinien</b>	Tempéré	SIO 11	410 000 à 370 000
Taxandrien	Glaciation du Mindel	<b>Elstérien</b>	Froid	SIO 12	475 000 à 410 000
Cromérien	Interglaciaire du Günz-Mindel (alternance de G et de IG)	<b>Complexe du Cromérien</b>	Tempéré Froid	SIO 21-13	860 000 à 475 000
Bavélien	Alternance de 2 petits cycles de G-IG	<b>Bavélien</b>	Froid Tempéré	SIO 32-22	1 120 000 à 860 000
Ménapien	Glaciation du Günz III Interglaciaire Günz II-Günz III	<b>Ménapien</b>	Froid Tempéré	SIO 44-34	1 360 000 à 1 100 000
Waalien	Glaciation du Günz II Interglaciaire Günz I-Günz II	<b>Waalien</b>	Froid Tempéré	SIO 54-45	1 600 000 à 1 360 000
Éburonien	Glaciation du Günz I Interglaciaire Donau III-Günz I	<b>Éburonien</b>	Froid Tempéré	SIO 62-58	1 780 000 à 1 600 000
Tiglien	Glaciation du Donau III Interglaciaire Donau II-Donau III	<b>Tiglien</b>	Froid Tempéré	SIO 96-64	2 480 000 à 1 780 000
Amstélien	Glaciation du Donau II	<b>Prétiglien</b>	Froid	SIO 102-96	2 560 000 à 2 480 000

## 2- La Plage du Lomer ... et au-delà

Ici, au début de la coupe, ce sont les micaschistes à muscovite, chlorite, albite et grenat de l'Unité des Schistes et Porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles qui affleurent sur toute la hauteur de la falaise.

Ils se sont formés à partir de sédiments essentiellement argileux qui ont été plissés et métamorphisés au cours de l'orogénèse varisque. La majorité des estimations indique des pressions de l'ordre de 7 à 9 kbar pour des températures voisines de 350°C.

La schistosité est pentée vers le Sud. Le quartz exsudé souligne le plissement en venant bourrer les charnières des plis.

De nombreuses petites failles découpent la falaise.







### ***La falaise de micaschistes***

**NB :** Nous avons déjà rencontré cette Unité des Schistes et Porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles à notre sortie dans le Pays de Guérande en avril 2022 à la Pointe du Castelli sur la commune de Piriac-sur-Mer mais sous le faciès des porphyroïdes.

Ce qui caractérise avant tout cette unité est sa grande extension. Elle s'étend en effet depuis le Golfe du Morbihan au Nord jusque dans la région de Mareuil-sur-Lay en Vendée, au Sud. Il s'agit en effet d'une véritable nappe allochtone qui s'est mise en place au tout début de l'orogénèse varisque, il y a environ 380 Ma, bien avant la mise en place des massifs granitiques du Bas-Bocage vendéen qui s'est faite aux alentours de -330, -320 Ma. Au moment de son exhumation, cette nappe a été chevauchée à son tour par une autre nappe, celle de l'Unité des Schistes à glaucophane de l'Île de Groix - Île Dumet - Bois-de-Céné.

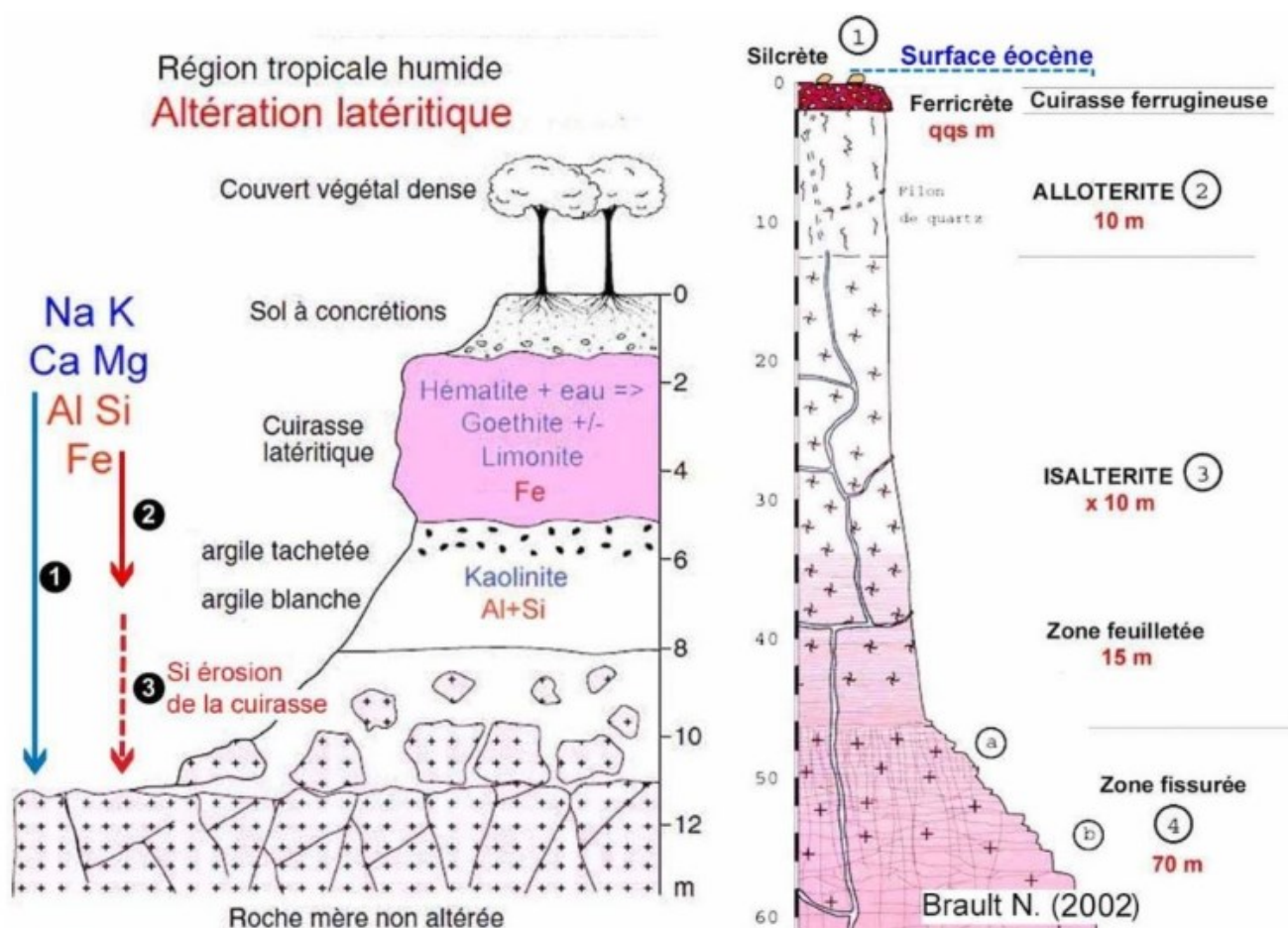
En se déplaçant vers le Sud, ces micaschistes passent latéralement à leurs produits d'altération. On observe d'abord des isaltérites dans lesquelles la structure originelle des micaschistes est conservée en « fantômes » puis encore plus au Sud des allotérites dans lesquelles la structure de la roche a complètement disparu. Affleurent alors en pied de falaise comme des « paquets d'argile » particulièrement volumineux, de couleur souvent grise à ocre, parfois très blanche et alors riche en kaolinite mais mélangée à du quartz résiduel.

C'est cette richesse en quartz qui fait que cette argile blanche, à l'inverse d'une kaolinite pure, est très difficilement modelable. Les boudins que l'on pétrit sur le terrain ne « tiennent » pas.

Pour que les micaschistes de l'Unité des schistes et porphyroïdes de La Vilaine - Saint-Gilles se transforment en allotérites, se kaolinisent en profondeur, il a fallu qu'ils soient soumis à un climat chaud et humide, hydrolysant et agressif, à saisons contrastées et sous couvert forestier dense. Ces conditions ont régné en Bretagne à la fin du Crétacé mais surtout du début du Tertiaire jusqu'au Lutétien.

Au début de l'ère tertiaire en effet, les terres émergées du Massif armoricain formaient un plateau en relief appelé aussi « Surface éocène » situé 100 à 150 m au-dessus du niveau marin, plateau dû à la poussée exercée vers le Nord par la tectonique pyrénéenne. Ces plateaux portaient une végétation dense identique à celle des zones tropicales humides actuelles. S'y sont alors développés de grands profils d'altération météorique (jusqu'à 30 à 40 m d'épaisseur) de type latéritique avec de grandes épaisseurs de kaolinite.

Les bordures littorales du Massif armoricain étaient en revanche occupées par des zones marécageuses de type mangrove comme à Noirmoutier, ou des lagunes.



### Sol et Paléosol latéritiques

- à gauche : altération d'un massif granitique sous climat tropical chaud
- à droite : reconstitution d'une coupe sol/altérites préservée de l'érosion

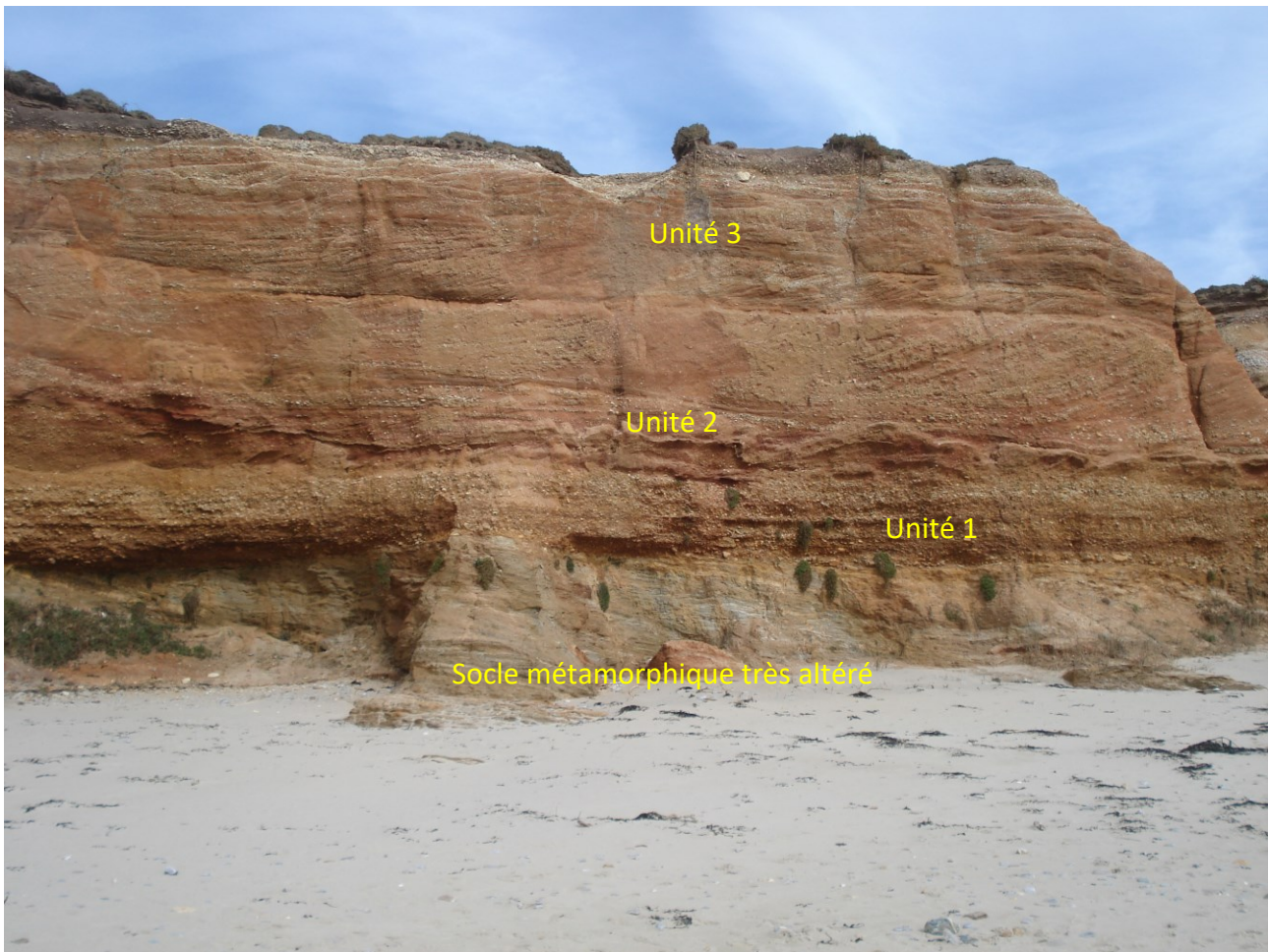
<https://broceliande.breilien.org/Le-minerai-de-fer-en-foret-de-Paimpont>

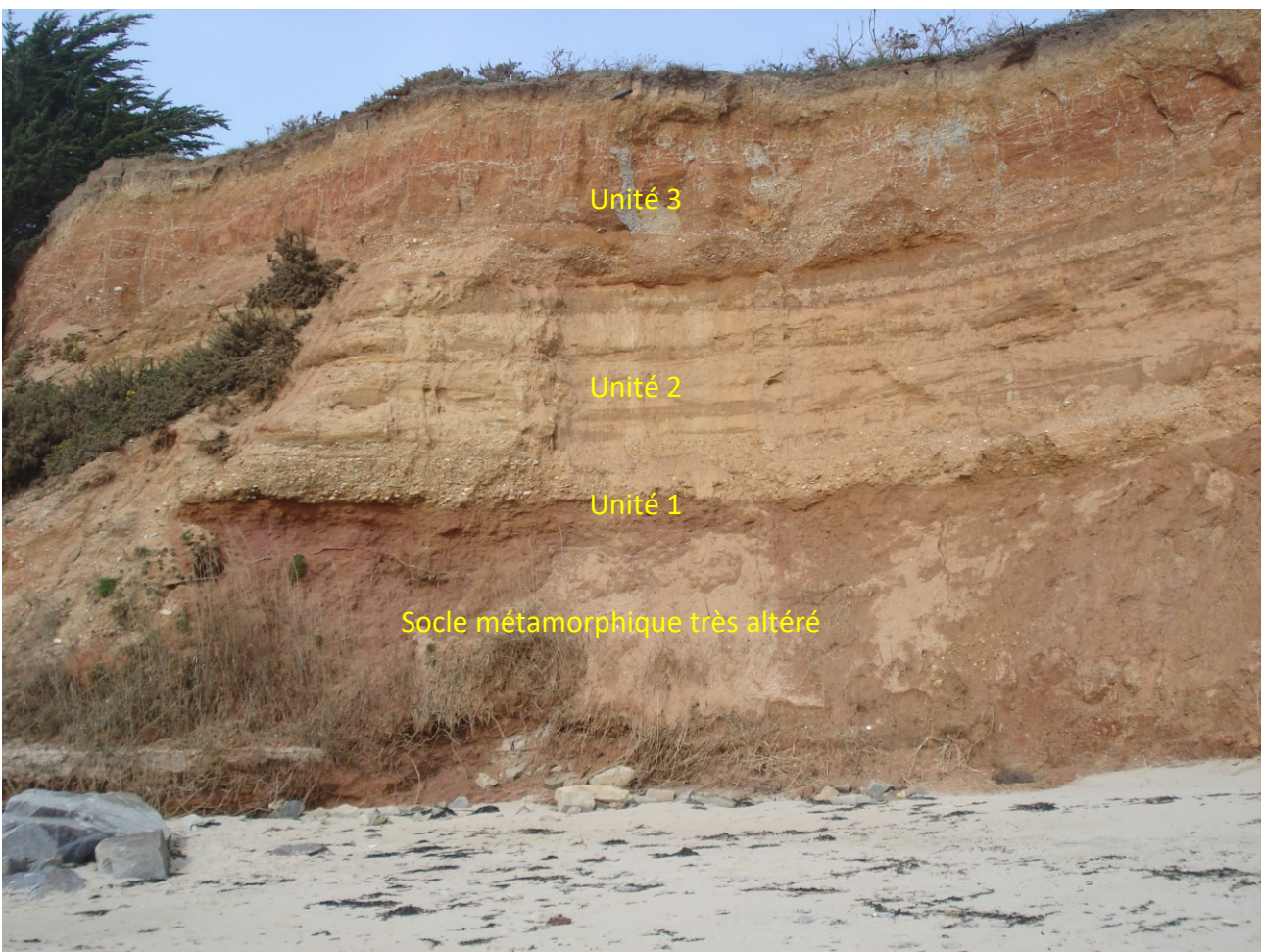
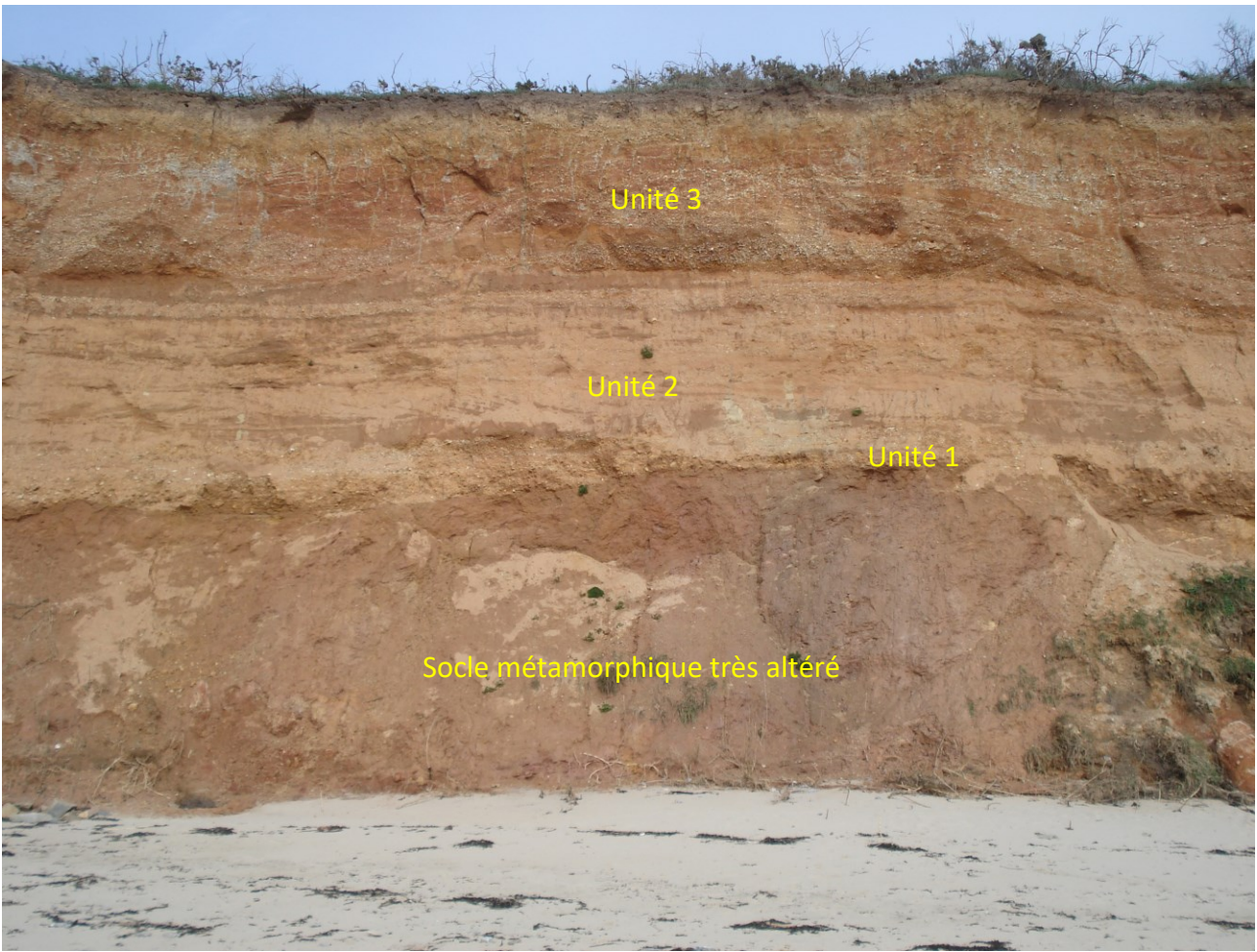
La Formation de Pénestin qui surmonte le socle hercynien se subdivise en 3 unités lithostratigraphiques :

- une unité basale (**unité 1**) de nature conglomératique, datée à -600 000 ans,
- une unité médiane (**unité 2**) passant de sables et graviers au Nord à des sables plus fins au Sud,

- et une unité sommitale (**unité 3**) érosive sur les unités sous-jacentes, argilo-silteuse ou sableuse à graviers et galets, datée à 300 000 ans.

Ces unités présentent des épaisseurs qui varient tout au long de la falaise, l'unité 1 possédant une épaisseur maximale de 2 mètres, l'unité 2 de 7 mètres et l'unité 3 de 6 mètres.





**Les trois unités de la Formation de Pénestin**

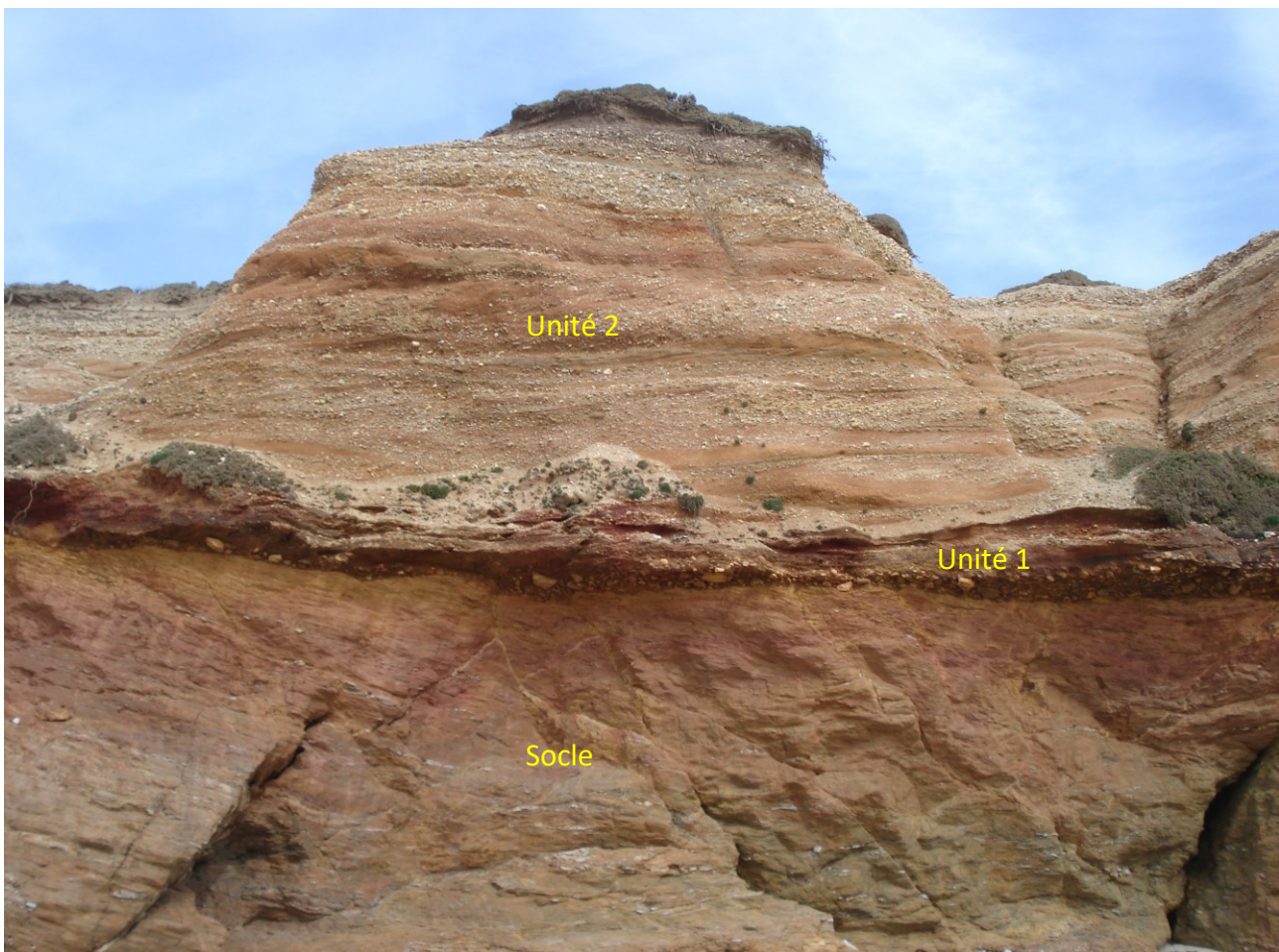
Compte-tenu de sa disposition sur le socle, la Formation de Pénestin apparaît comme étant le remplissage d'un paléochenal à fond relativement plat et doit être interprétée comme une **paléovallée fluviale**.

Ces 3 unités correspondent à 2 périodes d'incision de vallées fluviales lors d'abaissement du niveau marin pendant les glaciations quaternaires.

### L'unité 1

L'unité 1 est principalement conglomératique. Il s'agit d'un conglomérat consolidé, à ciment hétérogène et dont la coloration brune est héritée du fer provenant de l'érosion, du démantèlement des profils d'altération latéritique qui se sont développés sur le Massif armoricain du Crétacé au Lutétien.

Son intérêt est qu'il est facilement repérable dans la falaise du fait de sa couleur mais aussi de sa dureté : il est mis en relief par érosion différentielle. Il permet ainsi de distinguer le socle hercynien micaschisteux situé au-dessous de lui et la Formation de Pénestin dont il constitue le niveau tout à fait inférieur.



Il est surtout très accessible dans la partie Nord de la coupe, à la Plage du Lomer, où on peut même l'observer directement sur l'estran ; il n'y a qu'à se pencher pour en saisir des blocs écroulés.



Ce qui le caractérise avant tout est son hétérogénéité, son hétérométrie et l'absence de granoclassement.

Les éléments constitutifs de ce conglomérat sont en effet des blocs de toutes les tailles : les plus gros, pluridécimétriques (jusqu'à 50 cm), sont souvent anguleux ; les moins gros ont au contraire la plupart du temps la forme de galets arrondis. Tous sont constitués ou bien de quartz, de grès, de granite, de micaschistes ...

Leur forme, plus ou moins arrondie ou anguleuse, et leur taille sont en rapport avec leur transport plus ou moins long et dans l'eau. Leur nature pétrographique variée témoigne d'une origine plutôt locale.

Les galets présentent parfois une imbrication frustrée selon leur grand axe, indiquant un écoulement vers le Nord-Ouest (N 315°).

Quelques niveaux sableux intercalés, de quelques décimètres d'épaisseur, montrent un litage oblique sans granoclassement. Ils peuvent être interprétés comme des dépôts de crue au toit des dépôts plus grossiers précédents qui pourraient correspondre à des cônes alluviaux.

Lors de la mise en place de cette unité, tous ces sédiments (blocs et galets, sable) étaient meubles. Leur induration serait une conséquence du démantèlement, à l'Yprésien, des cuirasses latéritiques riches en fer qui se sont formées à l'Éocène sur les plateaux voisins. Leur altération ultérieure a libéré le fer qui après transport fluvial a précipité pour cimenter les sédiments de l'unité 1. Peut-être aussi qu'au cours des glaciations du Quaternaire, une reprise de l'érosion avec remise en circulation de l'eau au sein de la partie

sableuse de la formation de Pénestin a pu favoriser la précipitation d'oxydes et d'hydroxydes de fer au contact du socle.







## L'unité 2

Beaucoup moins hétérogène que l'unité précédente, l'unité 2 ne comporte pas de galets de grande taille. Elle est surtout formée de sables ocres à grains de taille variable, de très grossiers à très fins.

Au Nord de la coupe, on observe plutôt des sables grossiers et des graviers anguleux à subanguleux, mal classés, qui montrent des litages obliques que l'on interprète comme des mégarides. Comme dans l'unité précédente, ces mégarides traduisent un courant unidirectionnel dirigé du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Ils passent latéralement vers le Sud à des sables moyens, toujours mal classés, puis à des sables fins souvent bien classés qui évoluent verticalement vers des faciès très fins : des sables silteux, des silts argileux, des argilites.

- Les mégarides constituées de sables grossiers se sont formées dans des chenaux rectilignes ou à faible sinuosité. Elles appartiennent à des barres sableuses latérales fixées aux rives ou à des barres transversales de milieu de chenal, ces dernières de forme plus ou moins losangique et séparées par des chenaux secondaires constitués de sable plus fin.
- Ces sables fins montrent fréquemment des lamines planes subhorizontales ou des litages obliques parfois soulignés par des graviers et/ou des galets d'argile.
- Les niveaux les plus silteux possèdent des litages de rides de courant présentant des évidences d'écoulements de sens opposés, caractéristiques de courants de marées. Ils font penser à un environnement estuarien et montrent parfois des traces de bioturbation. Mais ce peuvent être aussi des dépôts de mares temporaires créées lors de l'abandon des chenaux.

### L'unité 3

Cette unité est plus grossière que l'unité précédente mais moins que l'unité 1, avec à la base des niveaux conglomératiques, puis des sables grossiers à grossiers-moyens avec des graviers et galets de quartz, grès, schistes rouges...

- Les niveaux conglomératiques de base ont les caractéristiques d'un écoulement de débris. Les structures sédimentaires sont des litages plans obliques de mégarides.
- Les nombreuses surfaces d'érosion se recoupant les unes les autres et reconnues dans les sables indiquent l'existence de chenaux, les sables grossiers et grossiers-moyens pouvant être des faciès de barres sableuses losangiques de chenaux secondaires.
- Des argilites rouges s'observent à la partie sommitale de l'unité au sein de niveaux plus sableux. Ces faciès argileux que l'on trouve entre les barres sableuses pourraient correspondre au remplissage de mares ou de lacs temporaires formés dans des chenaux abandonnés.

Mais surtout, le point important à noter est que dans cette unité, le sens du courant est inversé par rapport aux deux unités sous-jacentes. L'écoulement se fait cette fois-ci du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

Un événement tectonique a dû intervenir entre le dépôt de l'unité 2 et celui de l'unité 3.

NB : Cette unité est facilement accessible et observable dans le chemin qui descend à la plage de la Source.

**« L'apparition de faciès tidaux (liés aux marées) au sommet de l'unité 2 ainsi que les directions de courants opposées observées entre l'unité 3 et les unités 1 et 2 sont l'expression de deux brusques abaissements du niveau marin qui se sont traduits par le creusement de vallées incisées à remplissage fluvial puis littoral pour la première (unité 1 et 2). La seconde ne montre qu'un remblayage fluvial. »**

### Interprétation des structures sédimentaires

Les structures sédimentaires propres à chacune des unités permettent de déterminer le ou les milieux de dépôt (marin ou continental fluvial) et la nature et la direction des paléocourants qui ont transporté les particules et organisé leur dépôt.

Quelques figures de bioturbation sont présentes dans les faciès fins.

Les structures d'écoulement oscillatoires (rides de vagues, litages obliques en mamelons –HCS-) caractéristiques des milieux marins ouverts sont absentes.

Les structures sédimentaires décrites précédemment, reflètent généralement des écoulements unidirectionnels et vont donc dans les sens de **dépôts continentaux fluviaux**.

Tout laisse donc à penser que la Formation de Pénestin est un dépôt fluvial formé loin du rivage.

### Age des dépôts : Quaternaire, de 600 000 à 300 000 ans

Compte-tenu de la proximité de l'actuel estuaire de la Vilaine, ces sédiments ont d'abord été interprétés comme les témoins d'une paléo-Vilaine, mais sans précision d'âge (Guilcher, 1948).

Plus tard (1955), Durand et Milon les comparent aux sables pliocènes d'origine marine de Kerfalher et Quiberon et envisagent des phénomènes de solifluxion au Quaternaire pour expliquer les déformations.

En 1963, Rivière et *al.*, soutiennent leur origine marine mais attribuent en revanche les déformations à la formation de pingos périglaciaires (grosses lentilles de glace formées en sous-sol dans les zones périglaciaires) durant le Würm.

Beaucoup plus récemment, Van Vliet-Lanoë et *al.* (1997) rattachent ces mêmes sédiments à un complexe fluviatile et estuarien formé au Pléistocène moyen.

L'âge Pléistocène proposé par Van Vliet-Lanoë et *al.* semble confirmé par la présence de galets striés d'origine glaciaire dans le conglomérat à la base du comblement qui seraient l'expression d'une des glaciations quaternaires (Brault et *al.*, 2001).

La fourchette d'âge donnée pour la mise en place de ce complexe se situe entre 600 000 ans pour la base de la Formation de Pénestin et 300 000 ans (âges obtenus par résonance paramagnétique électronique ou RPE) ; les déformations seraient dues à des processus hydroplastiques de charge induits par des séismes en période d'englaciation.

### **Interprétation : Paléo-Loire et Paléo-Vilaine**

Les mesures de paléocourants effectuées dans les unités 1 et 2 montrent une direction d'écoulement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, direction qui n'est pas celle de la direction actuelle d'écoulement de la Vilaine toute proche.

Ceci implique la présence d'un système fluviatile dont le bassin versant se situait au Sud-Est de Pénestin. De plus les sables de l'unité 2 contiennent des grains de glaucophane, minéral qu'on ne trouve à l'affleurement aujourd'hui qu'à l'Île de Groix, sur l'Île Dumet et au Sud-Est de la région, dans la « Nappe de Champtoceaux » traversée par l'actuelle Loire et en Vendée (Bois de Céné).

Avec l'unité 3, comme on l'a déjà dit, on note une inversion totale du sens d'écoulement qui s'effectue vers le Sud-Sud-Est.

De plus, certains galets de cette unité sont des schistes rouges rapportés à la formation ordovicienne de Pont-Réan qui est reconnue plus au Nord dans les synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes.

L'hypothèse actuellement retenue, séduisante mais encore fragile, est que le réseau en tresse formant les unités 1 et 2 serait le témoin conservé d'une paléo-Loire, tandis que l'unité 3 correspond à une paléo-Vilaine.

Des profils sismiques réalisés en baie de Vilaine révèlent l'existence, au large du continent, d'un chenal à fond plat entaillant le substratum, dont le remplissage est interprété comme des dépôts fluviatiles en tresse qui pourraient correspondre à l'unité 2 de la Formation de Pénestin (Proust et *al.*, 2001).

Cette hypothèse viendrait conforter l'existence de cette paléo-Loire.

En tout état de cause, l'interprétation proposée ici rompt avec celles, encore largement diffusées par ailleurs, consistant à voir dans la Formation de Pénestin une formation marine transgressive sur le socle au Tertiaire.

### 3- La plage de la source

Au niveau de cet arrêt, on descend sur la plage par un petit chemin qui traverse l'unité 3 constituée de niveaux conglomératiques non consolidés et de niveaux sableux de forme lenticulaire.

Les couleurs vives y sont remarquables et les litages obliques, les stratifications entrecroisées, indiquent le sens du courant qui a transporté ces sédiments. On y voit aussi la décoloration des sédiments au contact des racines.







### **Taches de décoloration.**

Elles se forment généralement autour des racines végétales vivantes qui ont créé un microenvironnement favorable à la réduction du fer par « excrétion » d'ions  $H^+$ .

C'est la preuve qu'un paléosol s'est développé dans cette unité à un moment de son histoire.

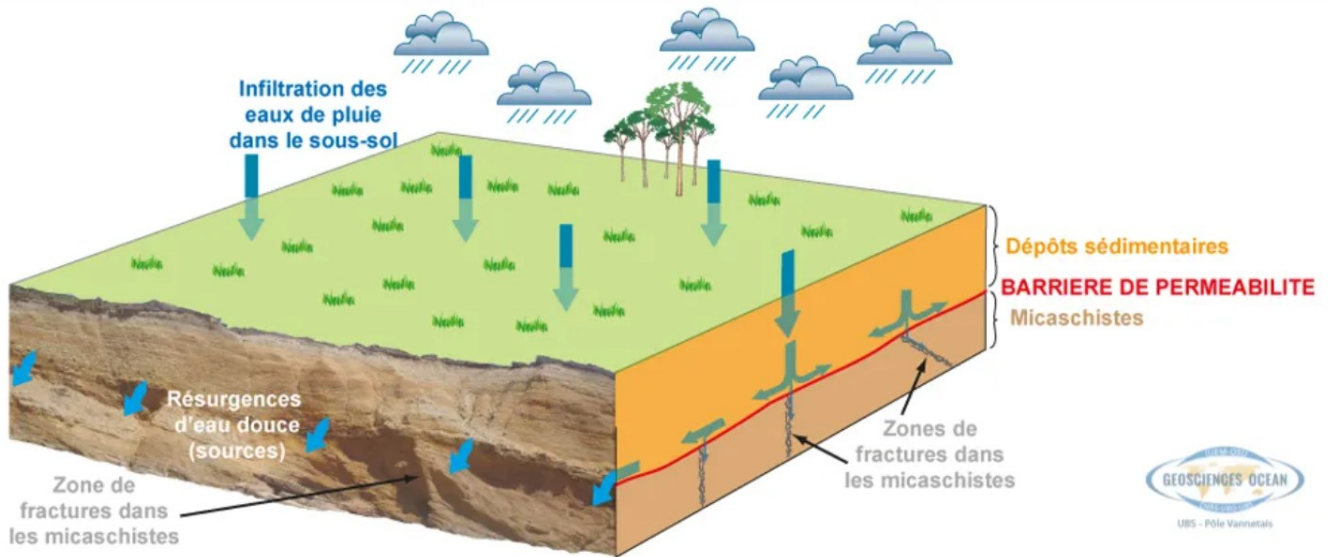


### **Stratifications entrecroisées dans l'unité 3**

Le nom « source » vient de la présence d'écoulements importants d'eau au pied de la falaise qui montre à cet endroit la base de l'unité 1 juste au-dessus des micaschistes très altérés du socle et donc très riches en argile imperméable à l'eau.

L'existence de cette barrière de perméabilité permet la résurgence en pied de falaise des eaux emprisonnées dans les sédiments.

Une photo montre même des lavandières de Pénestin lavant leur linge dans un bassin aménagé pour l'occasion.



FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE LA FALAISE DE LA MINE D'OR (SOURCE : LGO ET GÉOSCIENCES RENNES)

#### 4- La plage de la Mine

Ici, les micaschistes du socle sont très faillés et ont été très altérés sous l'influence des eaux d'infiltration en période de climat chaud et humide, il y a entre -50 et -60 Ma. Les éléments de cette altération ont donné naissance à des argiles plus ou moins ocres mélangées à une très belle argile blanche : le kaolin.

Mais ce qui caractérise avant tout cette partie de la côte est l'aspect festonné du sommet de la falaise.





Deux hypothèses principales ont été émises pour expliquer le grand nombre de petites cuvettes que l'on peut y observer.

#### **Première hypothèse**

**L'aspect festonné du site de la Mine d'or serait dû à des coulées de solifluxion.**

Ces coulées de solifluxion, en empruntant les chenaux de la Paléo-Loire, exerceraient du fait de leur poids une pression sur le socle sous-jacent de micaschistes, fortement altéré et à comportement plastique. Par réaction, il y aurait alors remontée de ce socle sur les bords mêmes des chenaux, remontée qui pourrait s'accompagner de la création de failles. Les failles sont effectivement nombreuses en bordure des cuvettes (ou festons) qui pourraient donc représenter, chacune, un paléo-chenal (photo ci-dessous). Les figures de solifluxion, c'est-à-dire la remontée au sein de la falaise des argiles issues de la forte altération des micaschistes, est probablement due au poids exercé par les formations sédimentaires sus-jacentes sur leur socle devenu « plastique ». L'altération des micaschistes et l'érosion sont les mécanismes qui modifient très fortement le trait de côte de la région.

C'est l'hypothèse que l'on retiendra.



### **Deuxième hypothèse**

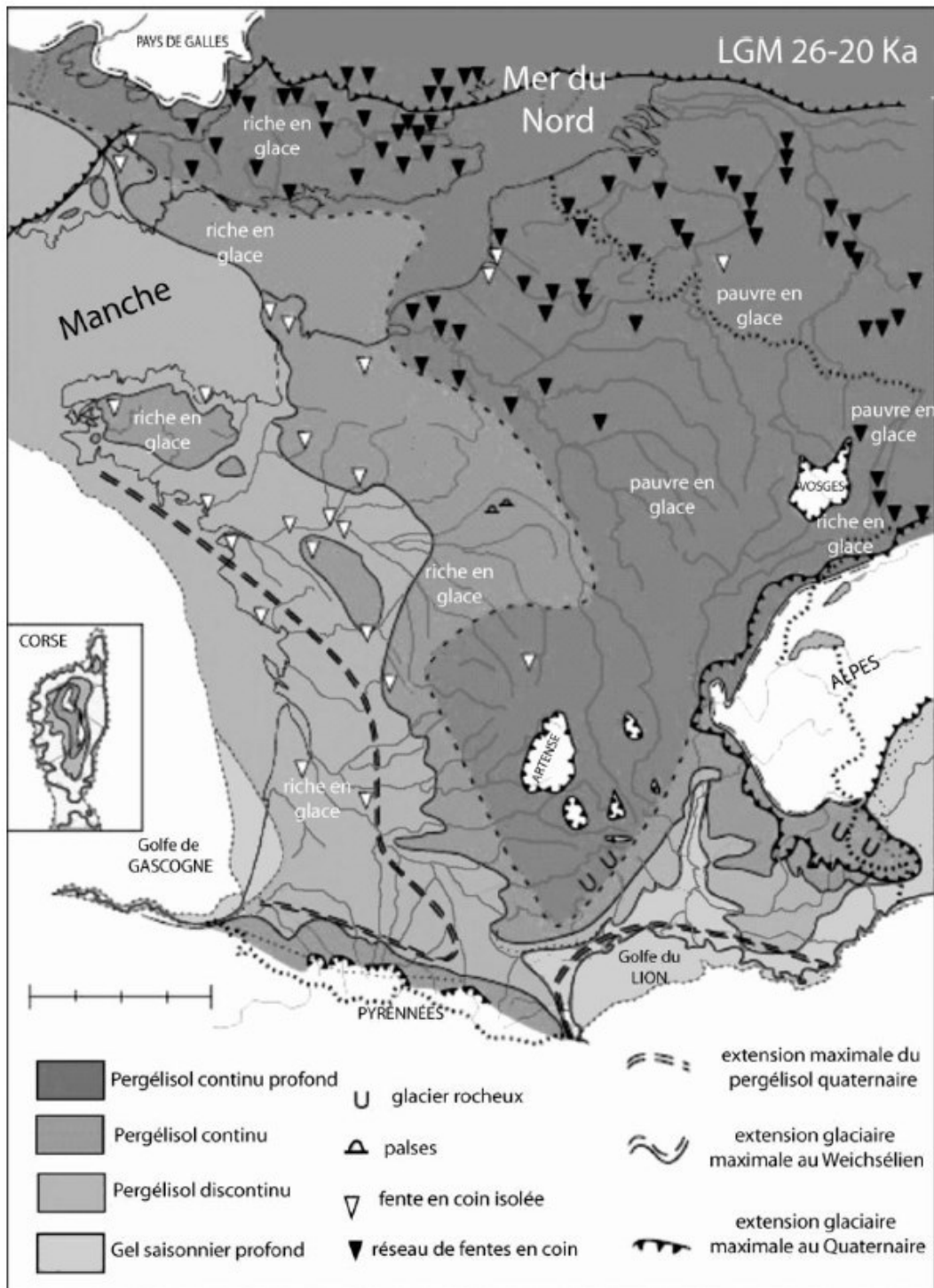
**L'aspect festonné est parfois interprété comme étant dû à la formation de pingos.**

Ce ne peut pas être le cas pour deux raisons.

1) Le remplissage de ces cuvettes montre en effet de belles strates courbes, de granulométrie différente, avec parfois des stratifications entrecroisées, mais tout cela disposé de façon harmonieuse (photo ci-dessous). Cela ne fait pas du tout penser à l'aspect chaotique d'un pingo.



2) Et d'autre part, les pingos ne se forment que dans les régions à pergélisol permanent ce qui n'était pas le cas de la façade atlantique pendant les grandes glaciations du Quaternaire en raison du volant thermique joué par l'Océan Atlantique et de l'abondance des précipitations (voir carte ci-dessous).



Carte du pergélisol au plus froid de la dernière glaciation (Van Vliet-Lanoë - 1999)

## Mais qu'est-ce qu'un pingo ?

**Définition :** *Un pingo est une colline de glace recouverte de terre et qui se rencontre dans les régions arctiques, subarctiques et antarctiques. « Pingo » est un mot inuit désignant une petite colline en forme de cône.*

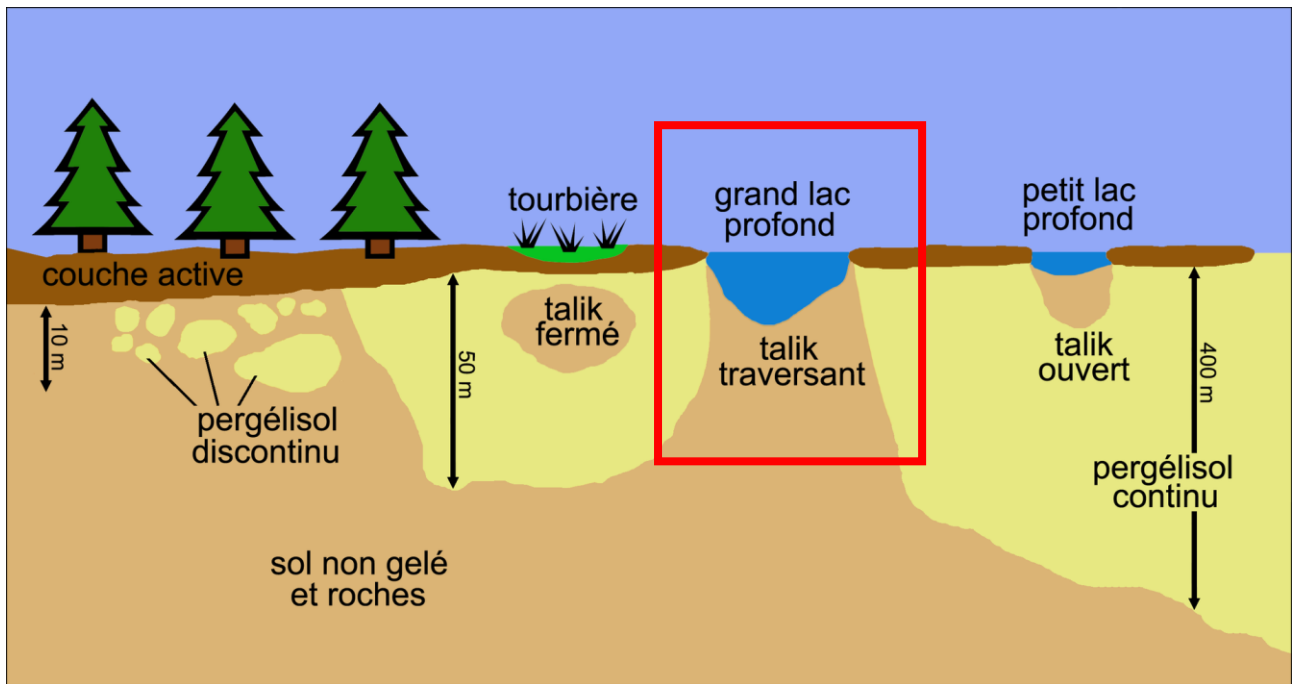


Document Wikipedia

### Comment se forme un pingo ? Exemple d'un pingo dit « fermé » de type Mackenzie

1- Dans les régions où le sol est gelé en permanence, où existe donc ce qu'on appelle un **pergélisol (ou permafrost)** continu et très épais, d'une profondeur de plusieurs centaines de mètres, un **talik** c'est-à-dire une zone non gelée peut exister sous certains lacs relativement profonds (voir schéma ci-dessous).

**Définition :** *Un talik est une couche de sol dégelé durant toute l'année, qui se trouve au milieu d'une zone de pergélisol. Dans les régions où le pergélisol est continu, les taliks apparaissent souvent au-dessous des rivières et des lacs de thermokarst, dans lesquels la partie inférieure de l'eau ne gèle pas en hiver.*



Document Wikipedia

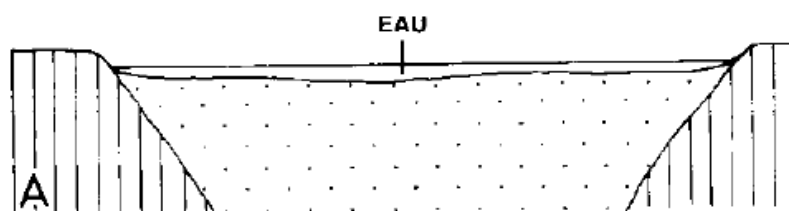
Cette zone non gelée (ou talik) s'explique essentiellement par le rôle protecteur joué par l'eau du lac.

En effet, en hiver, les eaux du lac gèlent en surface, surtout à cause des vents glacés mais jamais en profondeur où l'eau se maintient à une température de l'ordre de 4°C, température à laquelle elle est la plus dense et où les Poissons vont y survivre. Autour du lac, en revanche, le sol reste gelé sur toute son épaisseur puisque l'on a affaire à un pergélisol.

En été, la glace de surface fond puis les rayons du soleil pénètrent facilement dans l'eau (l'albedo de l'eau d'un lac est de l'ordre de 4%) et y provoquent un réchauffement important.

Le sol des abords du lac absorbe lui aussi les rayons solaires mais en moins grande quantité (l'albedo d'un sol, qui varie bien évidemment en fonction de sa couleur, a une valeur nettement plus élevée que celle de l'eau, en moyenne de 20 à 30%). En conséquence, le pergélisol ne fondra qu'en surface, sur 10 cm à 2 m seulement.

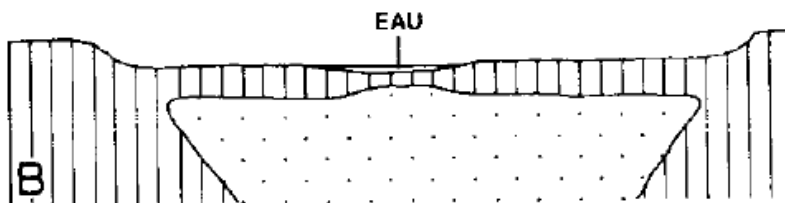
Ainsi, la température de l'eau au fond d'un lac est toujours nettement supérieure à celle du sol qui l'entoure à la même profondeur. Et cela suffit à expliquer la présence sous les lacs ou les rivières d'un talik c'est-à-dire d'une couche de sol dégelé durant toute l'année au sein d'un pergélisol.



D'après J.R. Mackay (1979)

2- Imaginons maintenant que le niveau du lac baisse ou qu'il se remplisse de sédiments. L'épaisseur de la nappe d'eau devient moins importante, sa surface aussi. Alors, en hiver, les choses vont changer de façon drastique.

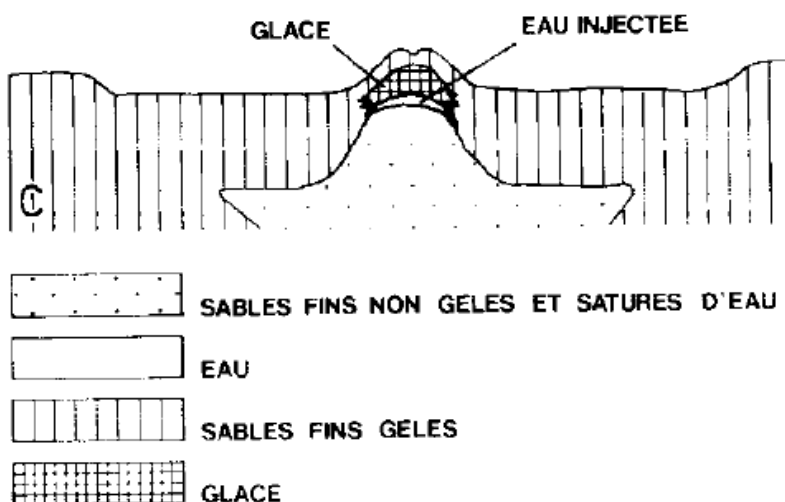
En effet, le rôle protecteur de l'eau va diminuer. En profondeur, la température de l'eau va baisser davantage et au fond du lac, l'eau pourra même geler. En conséquence, ce sera aussi le cas de la partie du talik immédiatement sous-jacente. Ce sera aussi le cas des bordures du lac qui étaient jusqu'à présent sous l'eau mais maintenant exposées à l'air libre (la surface du lac a diminué). Mais le gel peut ne pas pénétrer la totalité du talik ; il peut subsister une zone centrale renfermant encore de l'eau liquide mais fermée de toutes parts par du pergélisol.



*D'après J.R. Mackay (1979)*

Le talik de départ sera alors réduit à une poche centrale de sédiments (argiles, sables, graviers) riche en eau liquide entièrement close dans du pergélisol.

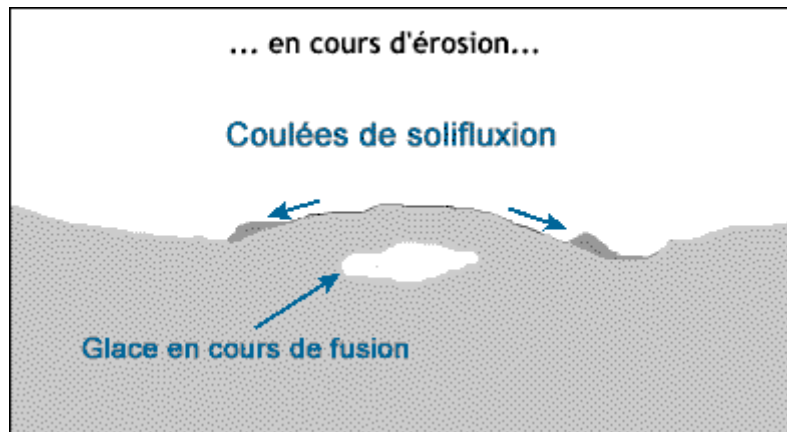
3- Mais lorsque l'eau se transforme en glace, elle se dilate. Et cette dilatation engendre une mise en pression de l'eau restée à l'état liquide dans la poche centrale du talik. Profitant d'un point faible, une partie de cette eau peut être éjectée vers le haut et retenue dans le sol à faible profondeur. Elle congèle alors et donne naissance à une lentille de glace dite d'injection qui soulève le sol. Un pingo est né.



*D'après J.R. Mackay (1979)*

Le phénomène peut se reproduire chaque année, entraînant l'augmentation progressive de la taille du pingo.

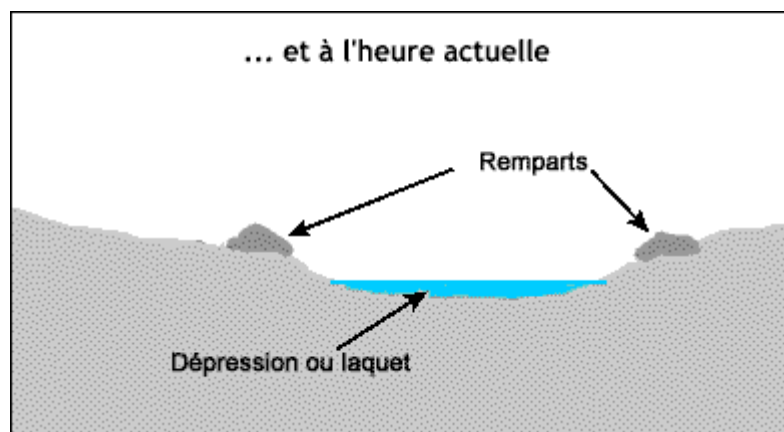
4- Après le froid de l'hiver, le climat se réchauffant, la lentille de glace commence à fondre. L'érosion s'attaque alors au pingo, essentiellement par formation de coulées de solifluxion. Les terrains emportés par la solifluxion édifient parfois autour du pingo une sorte de margelle, un rempart.



[http://morphoglaciare.free.fr/site\\_source/Pages\\_complement\\_periglaciaire/pingos.html](http://morphoglaciare.free.fr/site_source/Pages_complement_periglaciaire/pingos.html)

Le réchauffement se poursuivant, la glace disparaît complètement ; une cicatrice apparaît à la place du pingo, souvent occupée par une mare, un laquet.

Le rempart peut ou non se maintenir.



[http://morphoglaciare.free.fr/site\\_source/Pages\\_complement\\_periglaciaire/pingos.html](http://morphoglaciare.free.fr/site_source/Pages_complement_periglaciaire/pingos.html)

On voit bien que l'importance des coulées de solifluxion dans la formation d'un pingo sont en contradiction avec l'aspect bien régulier des dépôts que l'on observe dans les cuvettes du haut de la falaise près de la plage de la Mine d'or.

Certains auteurs ont vu également dans la falaise de la plage de la Mine d'or la présence de **fentes de gel** encore appelées « **coins de glace** ».



## Mais qu'est-ce qu'une fente de gel ?

### Les fentes de gel ou « coins de glace »

Les variations de température se produisant au sein de la couche active et du pergélisol engendrent la formation de fentes de gel. Il s'agit de fissures de rétraction thermique qui se remplissent de glace, de matériel minéral ou d'un mélange des deux. Les traces de ces fentes de gel que l'on retrouve actuellement dans les régions tempérées sont de précieuses indications paléoclimatiques.

### Comment se forment les fentes de gel ? (d'après A. Plissart : « Géomorphologie glaciaire » - 1987)

Le mécanisme de leur formation, illustré par les figures qui suivent, est le suivant :

1. **Premier hiver** : Lors des basses températures d'hiver, le sol en se refroidissant subit un retrait thermique ce qui provoque sa fracturation en de grands polygones (le plus souvent de quelques dizaines de mètres de diamètre), séparés par des fissures ouvertes larges d'une fraction de mm à 1 ou 2 cm. Ce phénomène de rupture s'accompagne de bruits (craquements) et aussi de « tremblements de terre » localement perceptibles.

**Remarque** : Ces craquements et petits tremblements de terre se produisent également lorsque qu'une coulée de lave basaltique se prisme en orgues pratiquement instantanément à la température de 600°C.



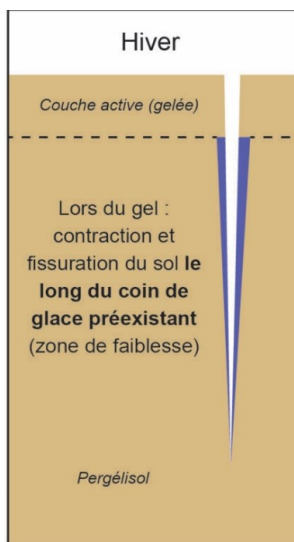
2. **Premier printemps** : Au moment du réchauffement printanier, la couche active dégèle (la couche active est la couche de surface qui gèle et dégèle chaque année à l'inverse du pergélisol situé au-dessous qui reste constamment gelé mais dont la température est susceptible de varier). La fonte de la neige, de la glace superficielle ou d'éventuelles précipitations de pluie fournissent de l'eau qui pénètre dans les fissures ouvertes.

Descendant dans le pergélisol donc dans un sol toujours gelé, cette eau ne tarde pas à se congeler et à remplir de glace la fissure originelle.

3. **Premier été** : Le réchauffement estival entraîne le dégel de la couche active surmontant le pergélisol et la fonte de la partie supérieure de la veine de glace. Il provoque, en outre, un réchauffement du pergélisol qui, tout en restant gelé, se dilate et tend à réoccuper les vides apparus lors du retrait thermique. Comme la fissure s'est remplie de glace, le retour aux conditions initiales est impossible et il se produit une déformation du pergélisol proche de la fissure et, quelquefois, l'extrusion d'une partie du coin de glace.



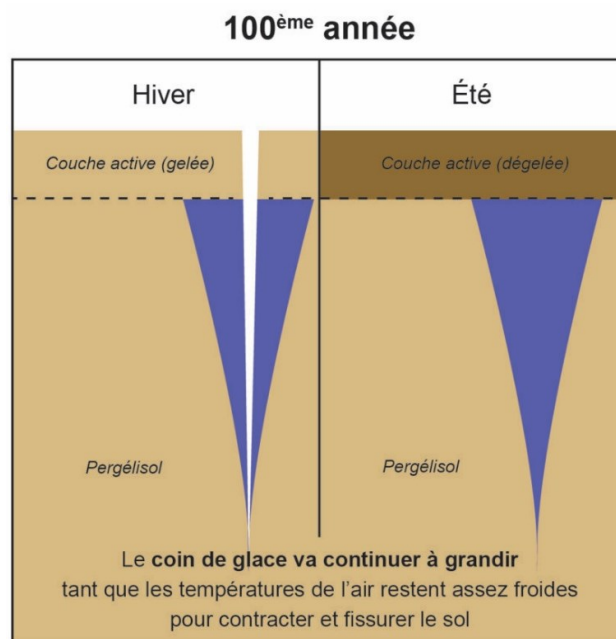
4. **Deuxième hiver** : Lors de la période hivernale suivante, la fissure de glace qui a persisté dans le sol constitue une zone de faiblesse où réapparaît une nouvelle fissure due au retrait thermique.



5. **Deuxième été** : Comme lors du premier été, le réchauffement estival entraîne le dégel de la couche active et la fonte de la partie supérieure de la veine de glace. Là aussi, il y a réchauffement du pergélisol qui, tout en restant gelé, se dilate et vient réoccuper la fente du retrait thermique.



Ainsi, d'année en année, par un accroissement annuel de quelques mm, se développe un coin de glace dont la profondeur peut atteindre 12 à 15 m et la largeur 6 à 8 m. Cette glace présente une stratification verticale caractéristique par suite de l'alternance de couches comprenant des teneurs différentes en inclusions minérales.



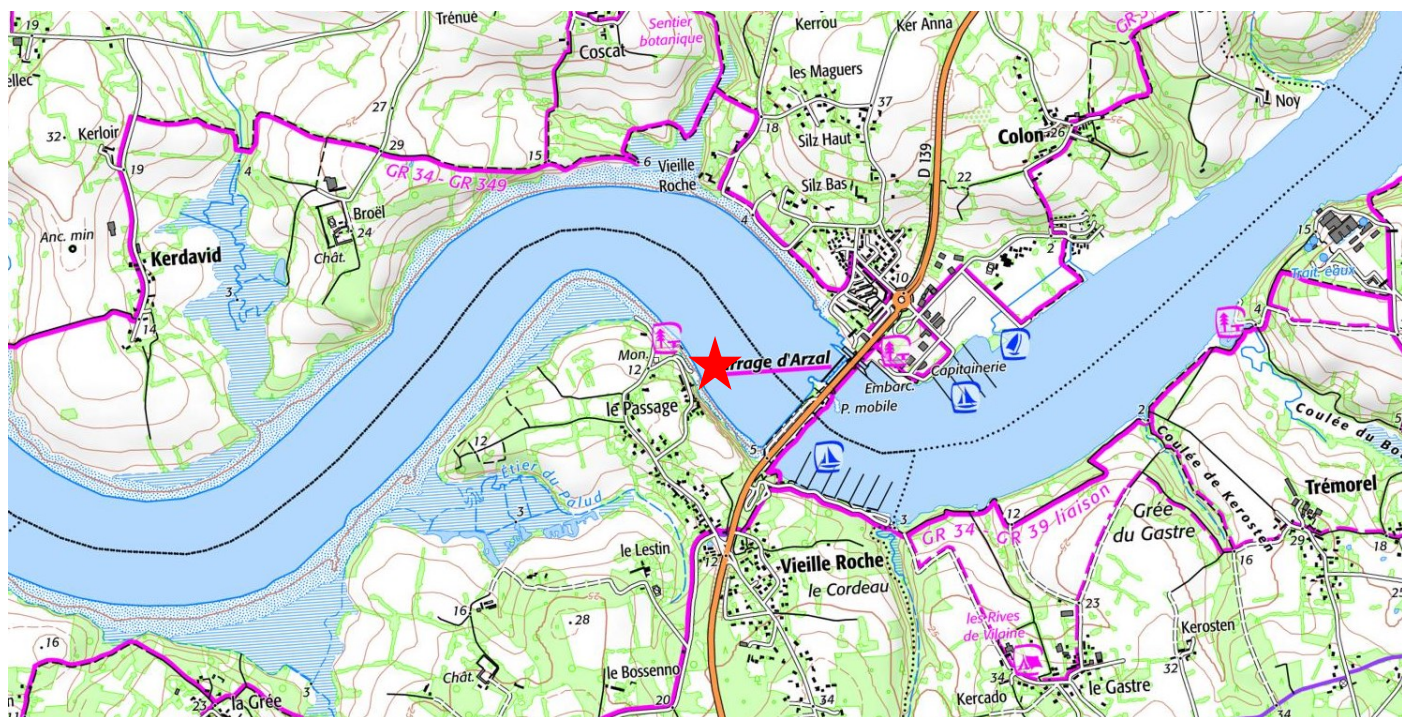
Schémas de S. Morard sur le site ci-dessous

<https://geomorphologie-montagne.ch/les-sols-structures-et-les-buttes-cryogeniques/>

La formation dans le cadre jaune de la photo ci-dessous avec sa forme en cornet de glace pourrait faire penser à une fente de gel... mais sans aucune certitude !



## Arrêt 2 : La cale du « Passage de Vieille Roche » à Camoël en aval du barrage d'Arzal



Situation de l'affleurement (Document Géoportail)



Vue aérienne de l'affleurement (Document Géoportail)



M<sup>2si-Al</sup> Gneiss migmatitique silico-alumineux (gneiss du Broël)



Y<sup>2</sup> Granite à biotite et muscovite calco-alcalin (granite type Herbignac-Férel)

**Extrait de la carte géologique au 1/50 000<sup>ème</sup> de La Roche-Bernard (Document Géoportail)**

Sur la côte dite du « Passage » située sur la rive gauche de la Vilaine et en aval du barrage d'Arzal,affleurent au bas de la cale à bateaux, des gneiss migmatiques.

L'affleurement montre comme un empilement d'assiettes constituées de migmatites et de gneiss. Il se poursuit, en direction du barrage d'Arzal, par une falaise faite de grandes lames de granite clair.

À la base de l'affleurement, il s'agit d'un niveau gneissique à grains très fins et présentant une foliation constituée de lits clairs de feldspath et sombres de phyllites (biotite, amphibole, autres ?) d'épaisseur millimétrique.

Puis au-dessus, on a comme l'impression de voir des niveaux clairs, épais, d'aspect pegmatitique alternant avec des niveaux plus sombres et à grains très fins.

Ces niveaux situés à hauteur d'homme, biens tranchés, font clairement penser à des migmatites comme celles que nous avons observées à Saint-Nazaire.

Les niveaux sombres font effectivement penser à un mélanosome riche en biotite et les niveaux clairs à un leucosome à quartz, feldspath et plagioclase.



Falaise de la cale du « Passage de Vieille Roche »

On a bien affaire à une migmatite. Un matériel originel certainement déjà métamorphisé a donc fondu partiellement, subi une anatexie.

À Saint-Nazaire, les migmatites avaient une disposition stratiforme nette à l'échelle de l'affleurement parce que les niveaux de mélanosome et de leucosome étaient épais. L'anatexie y a été importante.

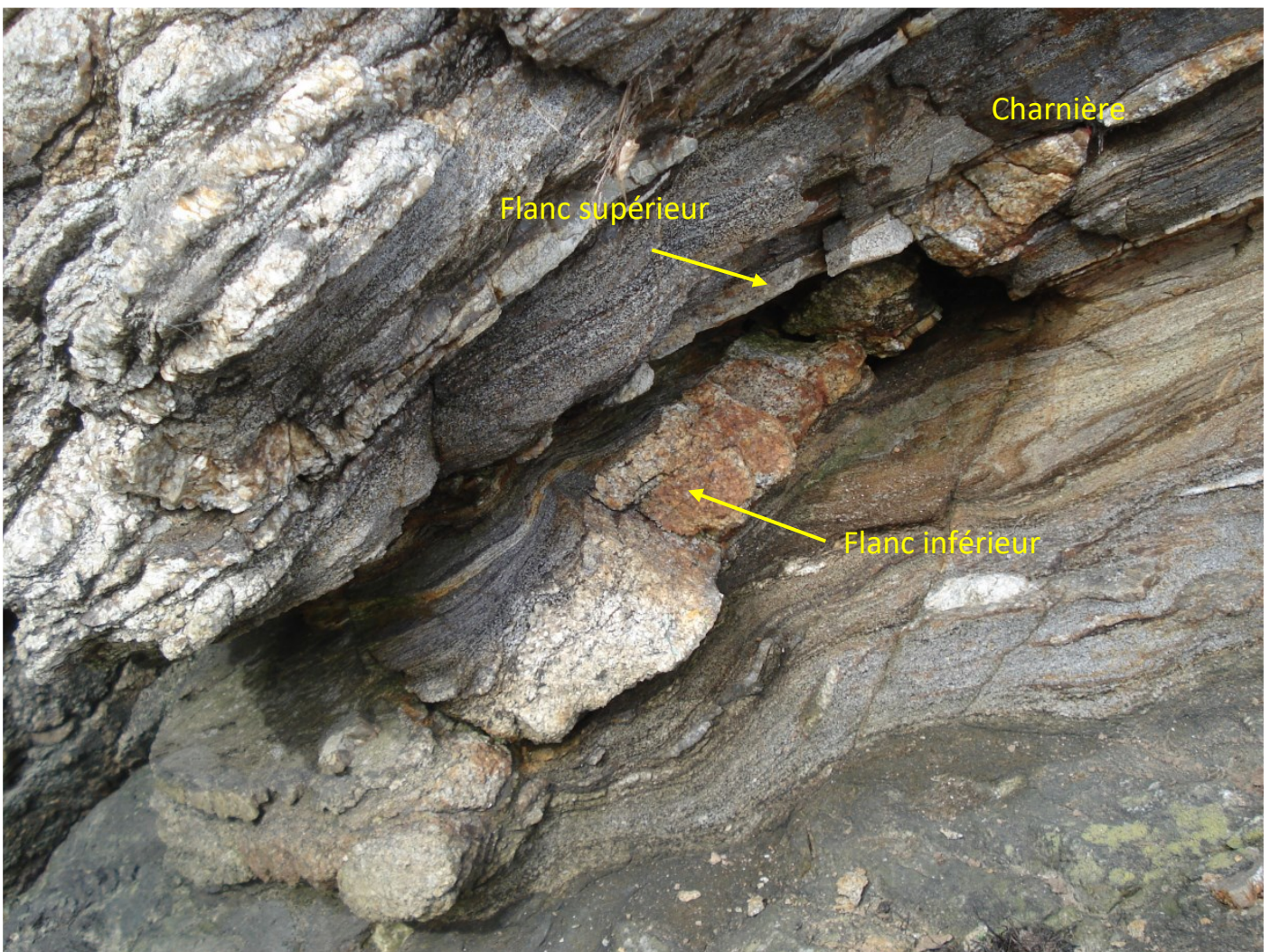
Ici, ce n'est pas vraiment le cas. Les niveaux de mélanosome et ceux pegmatoïdiques de leucosome sont beaucoup moins épais et plus ou moins mêlés.

Et dans les deux, on peut y voir des plis.

Ce sont des plis isoclinaux anisopaques de plan axial penté vers le Sud d'environ 30°. Ces plis sont à charnière très aigüe soulignée par la présence de quartz.

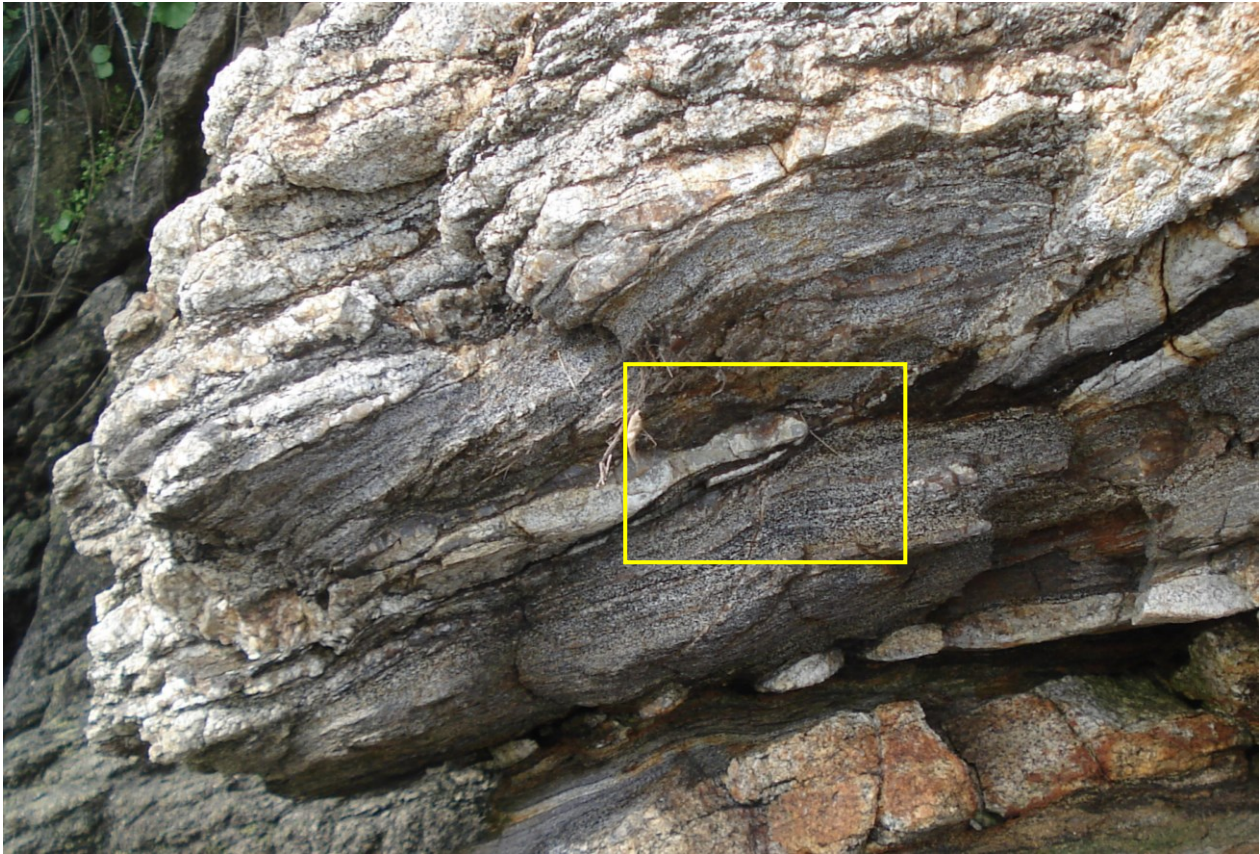
Un plissement est donc survenu pendant ou après l'anatexie quand le matériel était encore ductile.

Dans certains plis de leucosome comme celui de la photo ci-dessous, on peut observer un flanc supérieur très étiré, boudiné (avec isolement de rods) alors que l'autre flanc, celui du bas, beaucoup plus épais est fracturé, comme découpé en « lithons » pluri-centimétriques. Parfois, c'est l'inverse (photo suivante).



**Pli de leucosome**  
*(flanc supérieur étiré et boudiné et flanc inférieur épais et fracturé)*





**Pli de leucosome**  
*(flanc supérieur épais et flanc inférieur très étiré)*

Ce plissement pourrait donc être dû à des forces de cisaillement accompagnées de déplacement de la matière tantôt vers le haut donc vers le Nord, tantôt vers le bas donc le Sud.

Le découpage frustré de la falaise en petits ensembles superposés inclinés vers le Sud et parallèles au plan axial des plis serait une conséquence de ce cisaillement.

En remontant la cale, affleure un gros filon de granite clair, sécant par rapport aux gneiss et migmatites précédents et certainement le produit de leur anatexie.



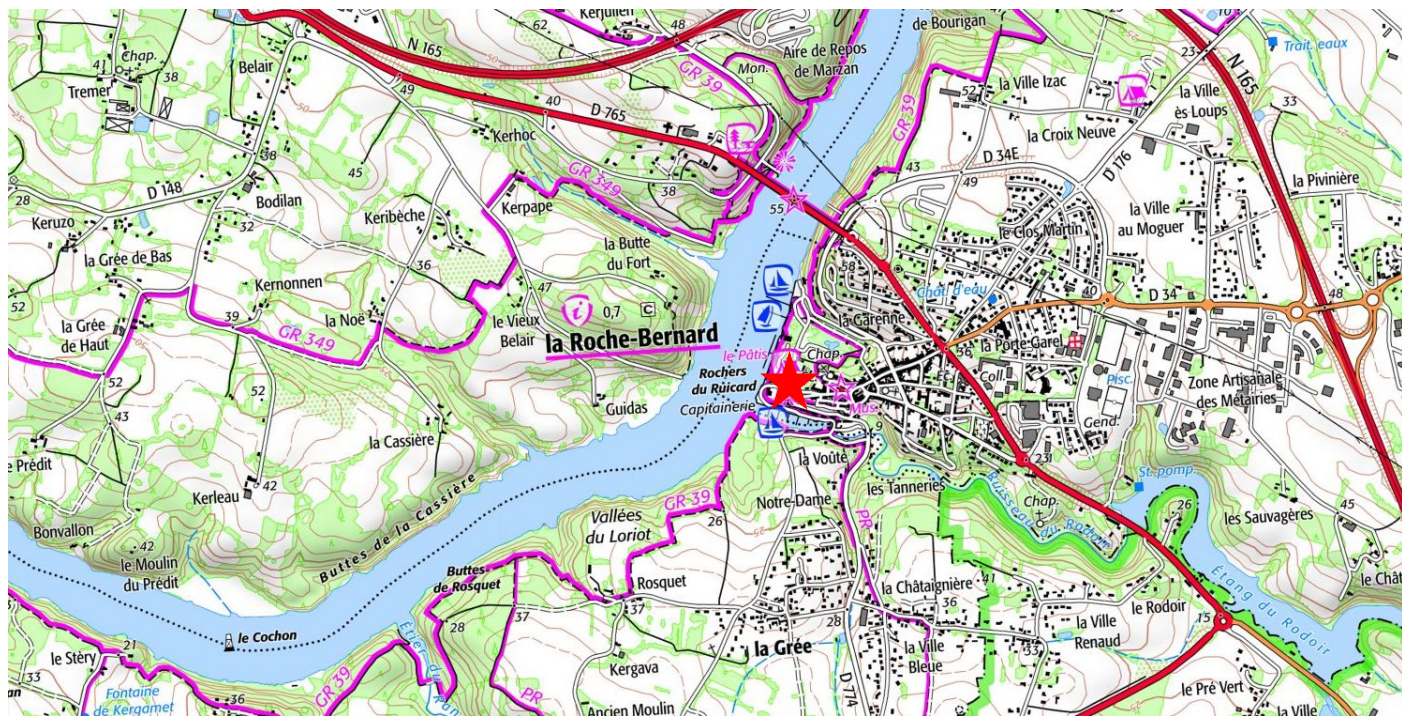
Gneiss et migmatites

Granite

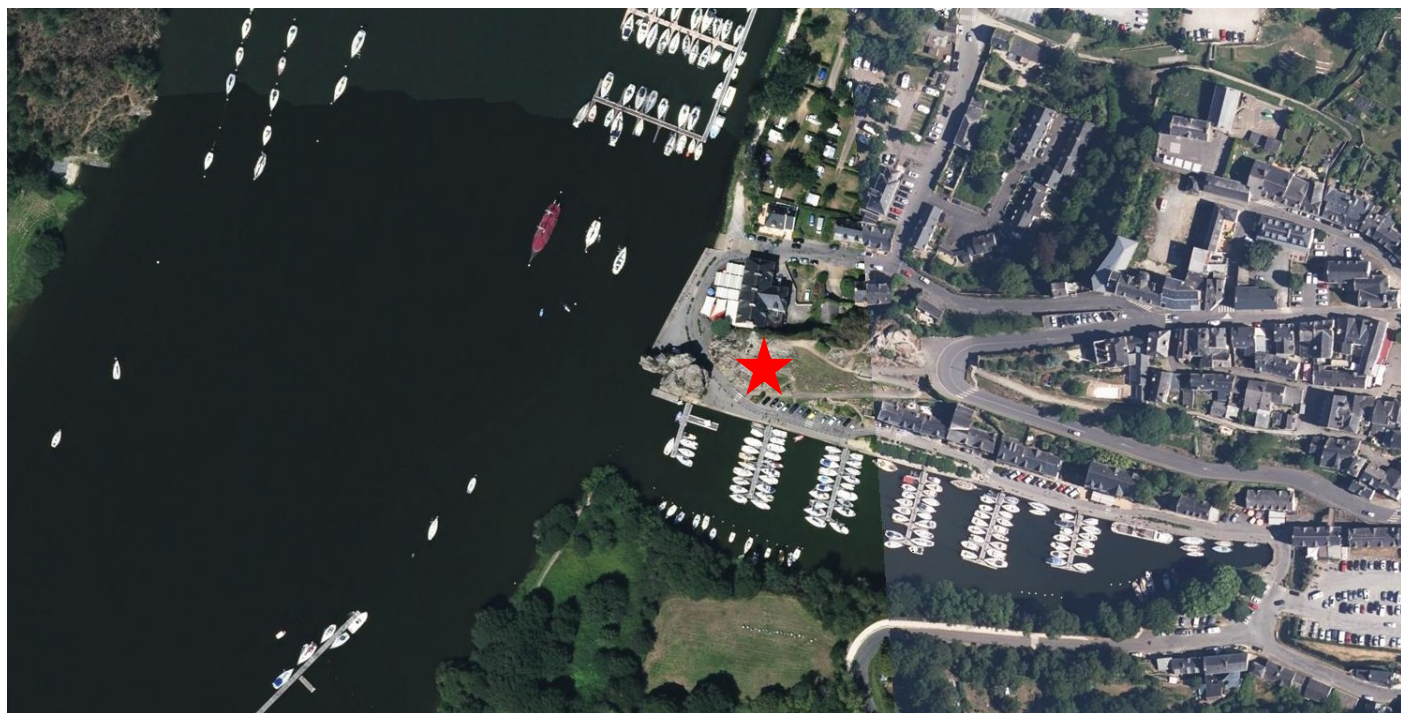


**La cale à bateaux vue depuis le barrage d'Arzal**

### Arrêt 3 : Les Rochers du Ruicard à La Roche-Bernard



Situation de l'affleurement (Document Géoportail)



Vue aérienne de l'affleurement (Document Géoportail)



Au niveau des rochers du Ruicard, la Vilaine franchit perpendiculairement, par une cluse encaissée de 40 à 50 m et d'une largeur de 5 km, la Zone broyée Sud-armoricaine (ZBSA).

Cette ZBSA de direction NO-SE peut être suivie depuis le fond de la Baie d'Audierne jusqu'à Nantes où elle est connue localement sous le nom de « Sillon de Bretagne ». Il s'agit d'un grand décrochement dextre qui a joué à la fin de l'orogénèse varisque.

À la Roche-Bernard, ce décrochement dextre, synchrone de la mise en place de granites, a profondément affecté ces derniers qui présentent une foliation mylonitique et dans lesquels on peut mettre en évidence de nombreux critères de cisaillement. Localement, les granites peuvent même être transformés en orthogneiss voire en mylonites.



**Les Rochers du Ruicard**



Les plans de foliation dans les mylonites sont pratiquement verticaux. Ils présentent sur leur surface une linéation d'étirement nette qui plonge ici d'une vingtaine de degrés vers la droite donc vers le Sud-Est.

Sur d'autres plans verticaux, on peut observer des ressauts, des crochons qui indiquent que ces plans de foliation sont en même temps des plans de cisaillement qui ont joué en dextre.



### **Plan de cisaillement à jeu dextre**

Pour le savoir, il suffit de passer la main sur la surface du plan et parallèlement à la direction de la linéation, des stries.

Sur le bloc de roche de la photo ci-dessus, quand on déplace la main en allant de la droite vers la gauche, on « sent » alors comme des ressauts, des marches que l'on descend.

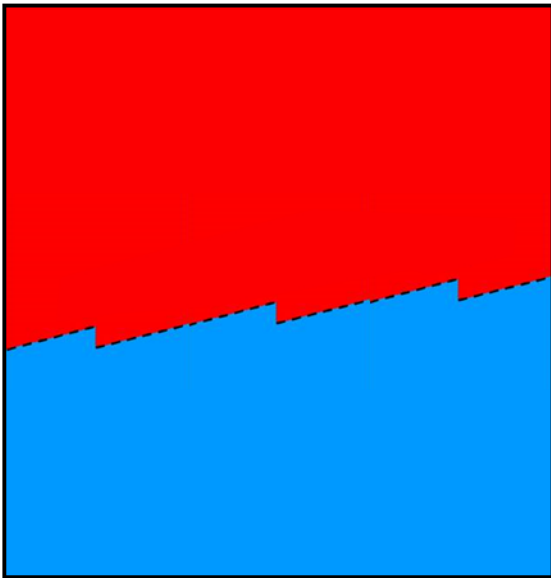
En revanche, quand on la déplace de la gauche vers la droite, elle vient buter, cogner contre chacune des contremarches de ces ressauts.

Le bloc de roche qui nous fait face sur la photo s'est donc déplacé obligatoirement vers la droite. C'est le compartiment en rouge du schéma ci-dessous.

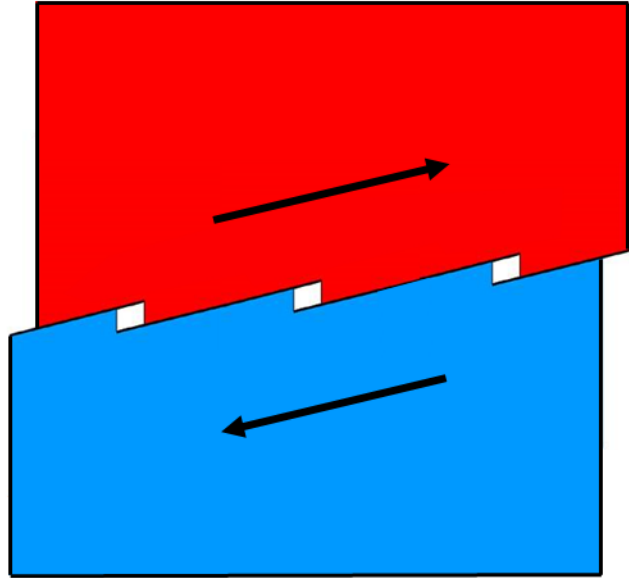
Au contraire, le compartiment virtuel dans lequel se trouve l'auteur de la photo n'a pu que se déplacer vers la gauche. C'est le compartiment bleu du même schéma.

Attention ! Sur le schéma qui suit, les deux compartiments sont vus de dessus.





Situation initiale



Situation finale après décrochement

**Conséquence :** Le décrochement est bien dextre.

Au sommet des rochers du Ruicard, on retrouve tous les plans verticaux précédents (de foliation et de cisaillement) mais cette fois-ci observés par le dessus. On ne voit donc que leurs traces qui souvent dessinent comme des lentilles.

Le granitoïde est donc ici débité en lentilles séparées par des zones très laminées.





### **Granitoïde débité en lentilles**

La roche se présente ici un aspect pegmatoïdique avec de très gros cristaux de quartz et de feldspath mais souvent cassés en plusieurs morceaux. Le protolithe devait donc être très vraisemblablement un granite porphyroïde qui a été écrasé lors d'une compression horizontale au cours de l'orogénèse varisque. Et puisque les cristaux de quartz et de feldspath ont été brisés, cela signifie qu'il était déjà complètement refroidi et non ductile.

Les zones laminées qui limitent les lentilles semblent constituées surtout de chlorite ce qui explique leur couleur rouille mais aussi de quartz. La chlorite provient certainement d'une déstabilisation de la biotite (minéral riche en fer) du protolithe granitique.

La photo ci-dessous est riche d'enseignement et vient confirmer le jeu dextre de la ZBSA. On y voit une lentille qui occupe toute la largeur de la photo et reconnaissable à son contour brun-rouille et à l'intérieur de celle-ci, un énorme cristal de feldspath.

Le cristal de feldspath n'a pas tout-à-fait sa forme typique rectangulaire. Il présente un aspect sigmoïde avec ses deux extrémités amincies et courbes, les deux venant tangenter les limites de la lentille.

D'autre part, il est clivé par de nombreuses fractures parallèles entre elles et perpendiculairement à son grand axe.



Fentes de tension



Sens du cisaillement

Ces observations à l'échelle d'un phénocrystal de feldspath indiquent qu'il a été soumis à des forces de cisaillement et que le décrochement en cause est bien dextre.

Rappel : La ZBSA est un grand décrochement dextre de la fin de l'orogénèse varisque.

Puis étiré longitudinalement selon son grand axe, fragile parce que froid, il a répondu en se fracturant transversalement. Ces fractures correspondent à des fentes de tension.

## **Article de Hendrik Vreken Photographies de D. Loizeau et J. Vreken**

### **Bibliographie**

« Le système fluvio-estuarien Pléistocène Moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : une paléo-Loire ? - Bull. Soc. géol. France, 2001

« Datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) des formations fluviatiles pléistocènes et des gisements archéologiques ou paléontologiques asso-ciés » - J-J. Bahain, M. Laurent, C. Falguères, P. Voinchet, S. Farkh et H. Tissoux - Quaternaire, 13, (2), 2002, p 91-103

« Les formations géologiques de l'ère quaternaire de l'estuaire de la Loire » - Cahiers indicateurs N°1, décembre 2006 - GIP Loire Estuaire

« Étude pétrographique et structural des schistes cristal-lins et granites granites en Basse-Vilaine » - P. Jégouzo - Thèse (1973)

« Pingos et paises : un essai de synthèse des connaissances actuelles » - A. Pissart - Inter-Nord n°17, 1985

« Géomorphologie périglaciaire » - A. Pissart - Bel-gische FRANQUI Leerstoel, 1987

Notices des cartes géologiques de La Roche-Bernard, Baud au 1/50000ème

### **Sites internet consultés**

<https://geosciences.univ-rennes.fr/histoire-geologique-de-la-falaise-de-la-mine-dor-penestin>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/lmg713-2021-05-24.xml>

# Explication simplifiée de la datation des grains de quartz par Résonance Paramagnétique Électronique ou Résonance de Spin Électronique

Le phénomène physique de la Résonance Paramagnétique est aujourd'hui une méthode classique d'analyse de la structure de la matière. Elle est couramment employée en physique du solide, en chimie moléculaire, en biologie mais aussi par les archéologues et les géologues principalement pour dater des grains de quartz âgés entre 100 000 ans et plusieurs millions d'années.

Dans tous les cas, il ne s'agit pas de dater le moment de la formation, de la cristallisation des grains de quartz au sein d'un magma mais celui de leur dernière exposition à la lumière du soleil, c'est-à-dire, par exemple, le moment où, après transport par un cours d'eau, ils atteignent leur lieu de sédimentation (terrasse fluviatile, bassin marin), s'y déposent et là, vont être complètement recouverts par d'autres sédiments avant de subir la diagenèse.

**Ce que l'on date par R.P.E, c'est donc l'âge de recouvrement des grains de quartz dans leur bassin de sédimentation.**

## Le principe général de la datation des grains de quartz par R.P.E.

Une fois sédimenté puis recouvert sur son lieu de dépôt, le quartz est en effet soumis de façon continue à une irradiation du fait de la présence dans son environnement immédiat d'éléments radioactifs naturels, principalement les isotopes des familles de l'uranium et du thorium et le potassium 40. Les rayonnements  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  émis par ces différents radio-isotopes entraînent la libération dans le cristal de quartz d'électrons célibataires : il est ionisé.

Parallèlement, il faut savoir qu'un cristal de quartz comporte toujours un certain nombre de défauts structuraux et d'impuretés qui viennent rompre la périodicité locale du réseau cristallin : lacunes, impuretés, dislocations, macles ...

Ce sont ces défauts qui vont « piéger » une partie des électrons célibataires libérés.

Le nombre d'électrons piégés dans un grain de quartz donné sera alors proportionnel à la dose totale de radiations qu'il a reçue, cette dernière dépendant de l'intensité du champ radioactif sur le lieu de son dépôt (et que l'on peut facilement mesurer) et surtout de la durée de son exposition aux radiations naturelles donc de son enfouissement. Ce phénomène est à la base de plusieurs méthodes de datation dites paléodosimétriques dont la R.P.E.

**La méthode de datation des grains de quartz par R.P.E. repose sur l'accumulation au cours de leur enfouissement d'électrons piégés sous l'effet de la radioactivité naturelle dans les défauts du système cristallin du minéral.**

## La structure cristallographique du quartz

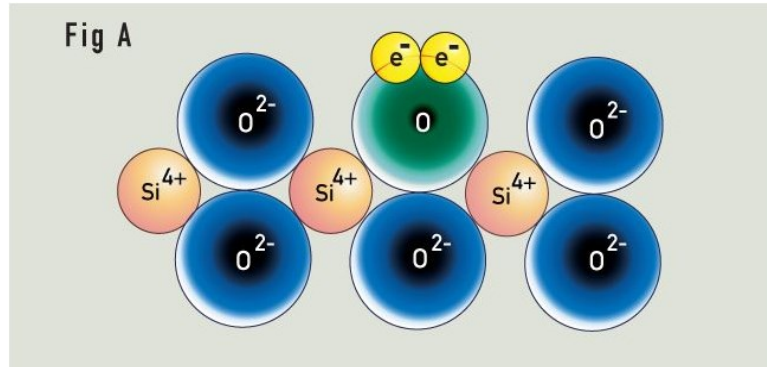
La structure cristallographique du quartz, stable et bien définie, est organisée en tétraèdres  $\text{SiO}_4$  (Figure A suivante).

Parmi les défauts que peut présenter cette structure, le **centre aluminium** est très utilisé en géochronologie.

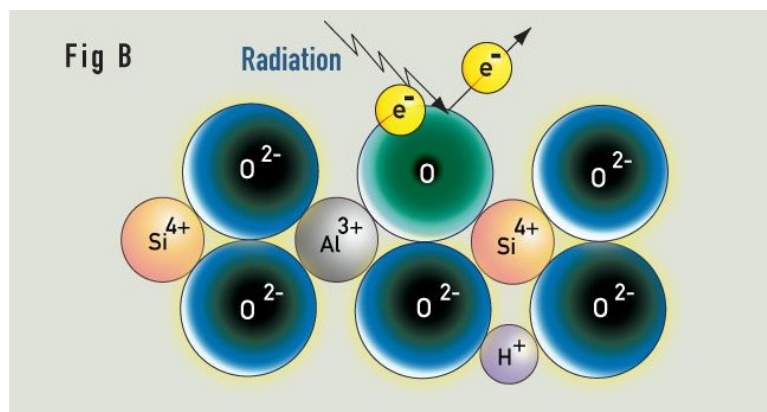
Ce centre fait intervenir un ion  $\text{Al}^{3+}$  présent à l'état de traces dans le cristal de quartz en substitution à un ion  $\text{Si}^{4+}$  (Figure B).

Statistiquement, un  $\text{Si}^{4+}$  sur  $10^4$  est remplacé par un  $\text{Al}^{3+}$ . Un  $\text{H}^+$  vient alors assurer l'électroneutralité.

Quand le quartz est enfoui dans les sédiments, il est alors soumis à la radioactivité naturelle ambiante. Sous l'effet de cette radioactivité, dans chaque centre aluminium, un électron d'un atome d'O lié à  $\text{Al}^{3+}$  est alors éjecté (Figure B).



Structure normale du quartz : réseau de tétraèdres  $\text{SiO}_4$

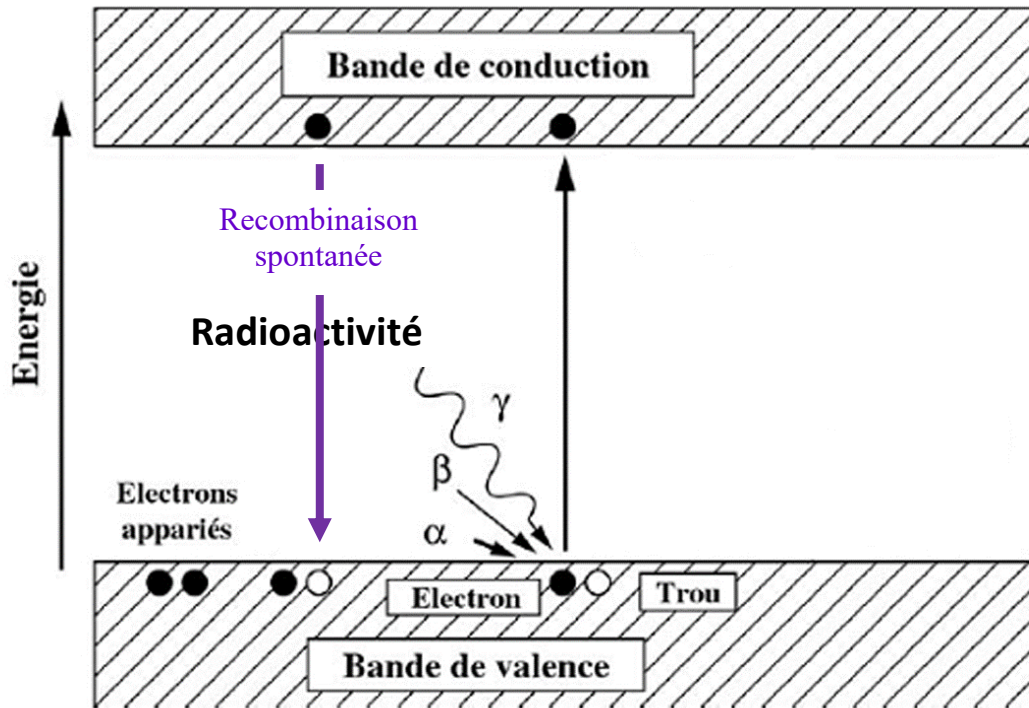


Structure d'un centre aluminium du quartz et effet de la radioactivité sur ce centre

L'électron éjecté quitte alors la bande de valence (dernière bande remplie d' $e^-$ ) et passe dans la bande de conduction (première bande vide, dépourvue d' $e^-$ ). Ce départ laisse alors dans la bande de valence une place vide, appelée « trou », qui va se comporter en fait comme une charge positive.

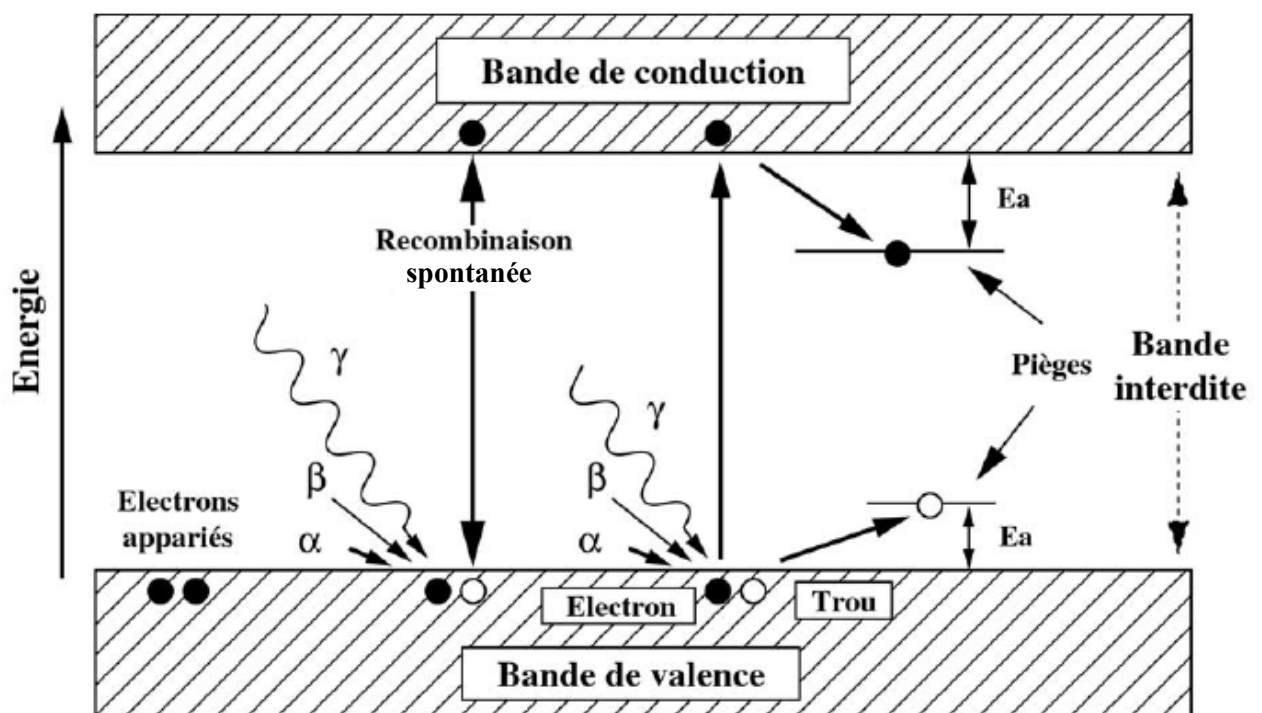
L'électron éjecté et le « trou » peuvent alors se déplacer librement et indépendamment dans le cristal, le premier au sein de la bande de conduction, le second à l'intérieur de la bande de valence (figure ci-dessous).

La plupart du temps, ces électrons et trous « libres » se réappariaient rapidement par recombinaison spontanée.



La plupart du temps, ces électrons et trous « libres » se réappariaient rapidement par recombinaison spontanée.

Mais les défauts de structure ou les impuretés du minéral, le quartz, en rompant localement la périodicité du système cristallin, entraînent généralement l'apparition de niveaux d'énergie supplémentaires à l'intérieur de la bande interdite et un certain nombre de « trous » et d'électrons célibataires libérés par l'irradiation naturelle peuvent y être piégés (figure ci-dessous). Normalement, théoriquement, comme l'indique son nom, aucun électron ne peut exister dans cette bande.



Et

Pour libérer les électrons et les « trous » de ces pièges, pour que les premiers retournent dans la bande de conduction et les seconds dans la bande de valence, il est alors nécessaire de fournir au système une certaine quantité d'énergie appelée « énergie d'activation » ( $E_a$ , exprimée en électron-volt) et qui correspond à la différence d'énergie entre le piège et la limite de la bande de conduction (pour un centre électron) ou de valence (pour un centre « trou »).

La plupart des pièges se vident quasi spontanément à la température ambiante à cause de l'agitation thermique.

En revanche, certains sont très stables et leur durée de vie moyenne peut être de l'ordre du million, voir du milliard d'années.

C'est le nombre d'électrons piégés dans ces centres stables dans un grain de quartz donné qui va permettre sa datation par paléodosimétrie.

## La détection par spectrométrie ESR des électrons piégés

La détection par spectrométrie ESR des électrons piégés sous l'effet de la radioactivité naturelle dans un échantillon de quartz est basée sur le comportement de ces derniers lorsqu'ils sont placés dans un fort champ magnétique.

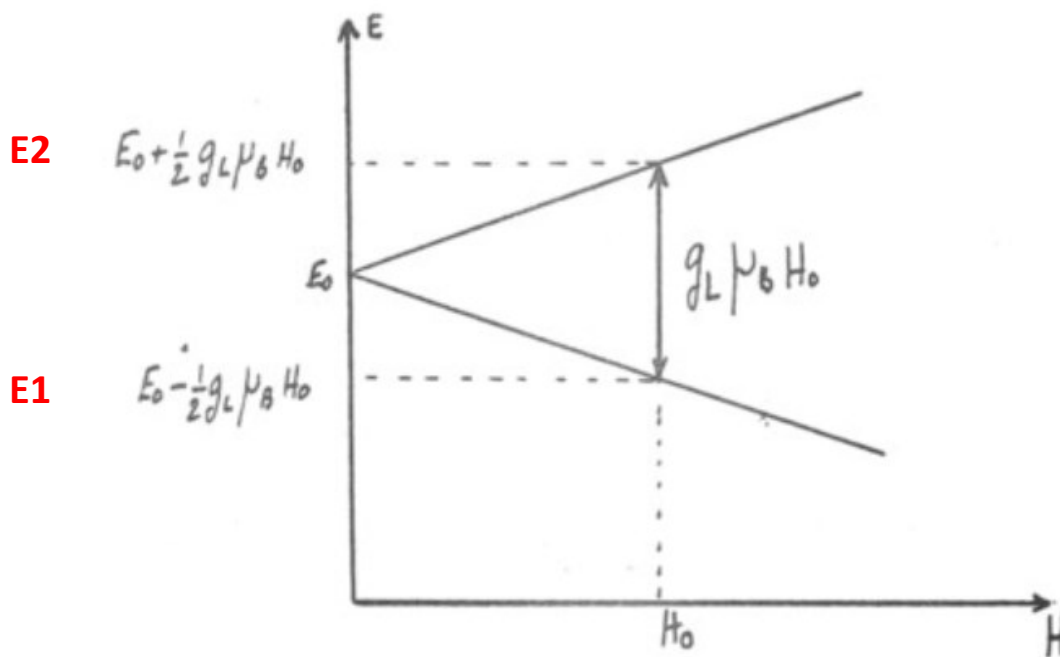
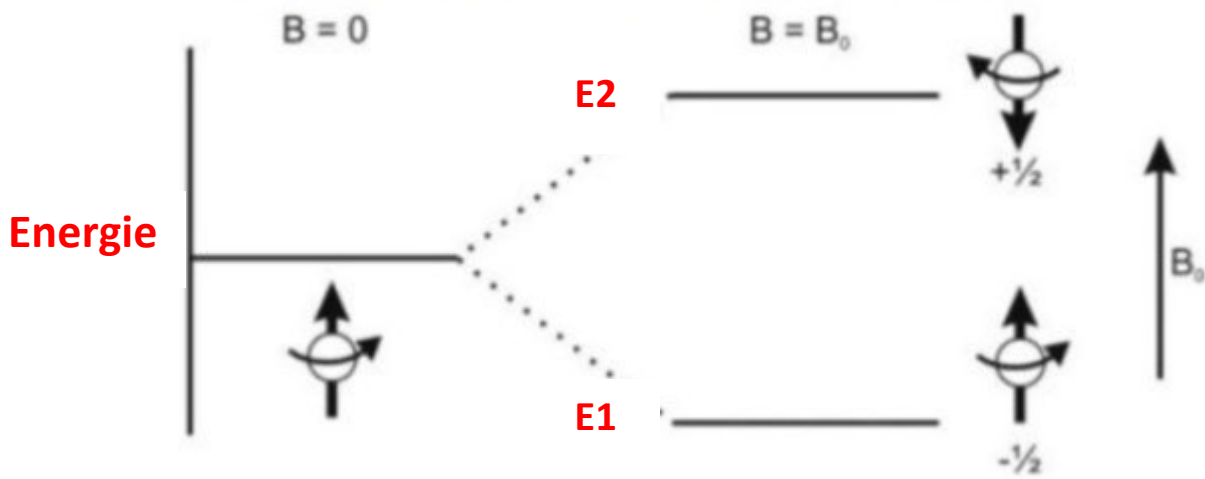
Très schématiquement, un électron est une sphère chargée négativement et animée d'un mouvement de rotation sur elle-même, appelé spin, qui entraîne la production d'un moment magnétique dont l'orientation dépend du sens de sa rotation. Lorsque cela est possible, les électrons de spin opposé ont tendance à s'apparier en doublets, dont le moment magnétique global est nul. Quand un atome, un ion ou une molécule comporte un nombre impair d'électrons ou que les électrons n'y sont pas tous appariés en doublets, le moment magnétique global n'est pas nul en raison de la présence d'électrons « célibataires ». Une telle substance est dite paramagnétique.

Et c'est le cas des grains de quartz qui, une fois déposés et enfouis dans les sédiments, soumis à la radioactivité naturelle, voient les électrons célibataires libérés par les centres aluminium s'accumuler dans les bandes de conduction où ils sont piégés.

Lorsqu'un de ces grains de quartz (ou une poudre de quartz) est alors placé dans un champ magnétique extérieur intense  $B_0$ , les électrons célibataires des bandes de conduction vont se séparer en deux groupes, correspondant aux deux orientations possibles de leur spin (de leur moment magnétique) par rapport au champ magnétique appliqué (figure ci-dessous), chacun de ces groupes étant caractérisé par son niveau d'énergie ( $E$ ).

Les électrons célibataires de basse énergie ( $E_1$ ) s'orientent dans une direction parallèle à la direction du champ magnétique extérieur et ceux de haute énergie ( $E_2$ ) dans une direction antiparallèle.





Si on applique ensuite à l'échantillon une micro-onde perpendiculairement au champ magnétique externe, il est alors possible d'induire, pour une valeur donnée de sa fréquence, des transitions c'est-à-dire des sauts entre les niveaux d'énergie  $E_1$  et  $E_2$ .

Ce phénomène est appelé **résonance**. Des électrons de la population  $N_1$  vont alors absorber une partie de l'énergie de la micro-onde pour passer du niveau  $E_1$  au niveau  $E_2$  et des électrons de la population  $N_2$  vont quant à eux libérer de l'énergie en passant de  $E_2$  à  $E_1$ .

**C'est cette absorption d'une partie de l'énergie de la micro-onde qui constitue le signal de R.P.E (Résonance Paramagnétique Électronique). Elle est mesurée à l'aide d'un spectromètre.**

Le signal lié aux centres aluminium est facilement identifiable : il présente trois pics caractéristiques dus à l'interaction de l'électron piégé avec le spin nucléaire de l'aluminium.

## Équation d'âge

Le quartz est ainsi utilisé comme un dosimètre dont l'âge correspond à la durée d'exposition aux rayonnements radioactifs. La dose totale de radiations  $D$  absorbée par un échantillon au cours de son

enfouissement, appelée **paléodose** (D), exprimée en grays (Gy) est une fonction exponentielle du temps qui s'écrit comme suit :

$$D = T \cdot da(t) \cdot dt$$

où T est le temps d'enfouissement, d'exposition à la radioactivité naturelle, c'est-à-dire l'âge de l'échantillon (en années) et da(t) la dose naturelle absorbée par l'échantillon durant une année (**dose annuelle**).

Et comme e montre l'équation précédente, on obtient l'âge de l'échantillon, c'est-à-dire la date de dépôt de ce dernier, en divisant la paléodose D par la dose annuelle da(t).

Le calcul de l'âge d'un échantillon se décompose donc en deux parties, correspondant aux déterminations de la paléodose D et de la dose annuelle da(t). Cette dernière est calculée à partir des teneurs en radionucléides de l'échantillon et de son environnement immédiat et de la position géographique du gisement étudié. La paléodose est pour sa part déterminée à partir de l'étude de l'échantillon par R.P.E.