



**Vue rapprochée**



Idem

Sa puissance, son épaisseur est de 30 m environ.

Pour expliquer une telle puissance, les géologues, par l'analyse de la distribution des fractures et des phénocristaux de pyroxènes le long d'une coupe transversale au filon, ont proposé un modèle de mise en place par injections multiples. Le filon de dolérite de Porsmilin ne se serait pas créé en une seule fois comme la plupart des filons mais en cinq fois.

La dolérite est une roche dure (elle forme des chicots sur l'estran), sombre sur une cassure fraîche et à grain fin. Très dense ( $d=2,97-2,98$ ), elle est composée d'olivine, de clinopyroxène calcique (augite), de plagioclase (labrador) en lattes, d'ilménite et d'apatite.

Elle a donc une composition chimique voisine de celle du basalte dont elle est l'équivalent microgrenu.

Pour être plus précis, elle présente une affinité tholéitique : tholéiites à quartz riches en titane (l'ilménite  $FeTiO_3$  est un oxyde de titane et de fer).

#### **Remarque :**

Ce filon se poursuit à l'intérieur des terres. A l'intérieur des terres, la trace du filon a pu être suivie par la présence de boules de dolérite éparses à la surface du sol.

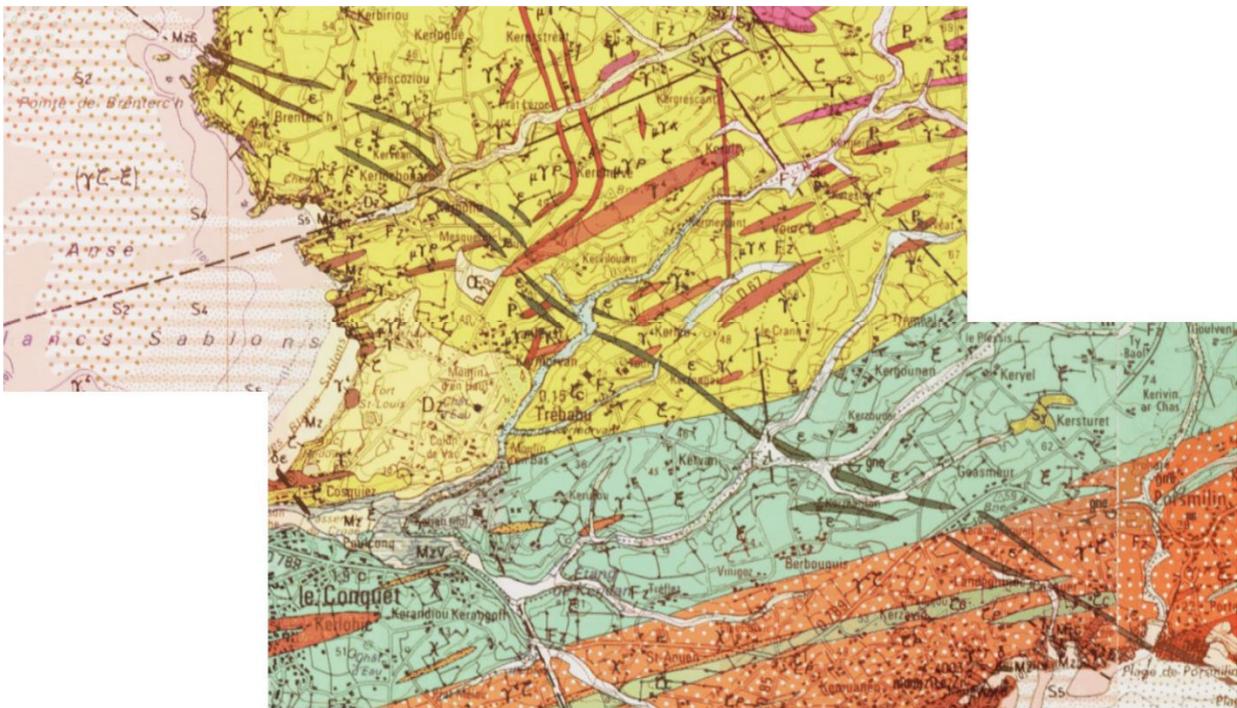
Et on le retrouve sur l'estran, au Nord de l'anse de Brenterc'h, sur la commune de Ploumoguer (29) soit 8-9 km plus loin.



**Filon de dolérite de Brenterc'h**



Détail



Carte géologique de la région - BRGM - construit à partir de Géoportail  
*Les filons de dolérite sont représentés en brun-vert.*

Il ne s'agit donc pas d'un petit filon !

**Remarque :** La carte géologique ci-dessus le montre bien. Ce sont en fait deux dykes de dolérite qui ont été mis en évidence : un dyke « simple », puissant de 5 à 10 m et résultant d'une seule venue magmatique (il affleure au Sud de l'Anse de Brenterc'h) et un dyke « multiple », d'une trentaine de mètres de puissance, formés de cinq unités magmatiques larges chacune de 5 à 10 m (c'est celui que nous avons observé à Porz Milin et que l'on retrouve il affleure au Nord de l'Anse de Brebterc'h).

Ils sont orientés grossièrement NO-SE, allongés parallèlement à l'actuelle bordure de la marge continentale européenne (golfe de Gascogne) et à la faille de Kerforne.

De plus, ils ont été datés de  $-193 \pm 3$  Ma (Sinémurien) c'est-à-dire de la base du Lias Jurassique inférieur), âge de la formation de l'Atlantique Central et du début de la dislocation de la Pangée.

Des filons comparables, par leur âge et leur composition chimique, affleurent dans la péninsule Ibérique, dans les Atlas marocains et au Nord des Appalaches. Ils en diffèrent toutefois par leur orientation.

Tous ces dykes de dolérite semblent donc jalonner une grande fracture du Super-Continent Pangée : la Province Magmatique Centre-Atlantique ou CAMP qui s'est formée au moment du rifting de l'Atlantique Central (Lias inférieur, -200 Ma), rifting antérieur à l'ouverture de l'Atlantique Nord qui, elle, a été plus tardive (Bathonien, -168 Ma).

[http://fr.ask.com/wiki/Province\\_magmatique\\_centre\\_atlantique?lang=fr&o=2802&ad=doubleDownan=apnap=ask.com](http://fr.ask.com/wiki/Province_magmatique_centre_atlantique?lang=fr&o=2802&ad=doubleDownan=apnap=ask.com)

**Autres observations :**

- Un peu plus à l'Ouest du filon de dolérite, on a pu observer une figure de fauchage de solifluxion :



### **Fauchage de solifluxion**

Ce phénomène s'est produit lorsque la région était soumise à un climat périglaciaire, il y a environ 18 000 ans. A cette époque, de vastes glaciers couvraient l'Europe du Nord. La Bretagne était donc en périphérie de ces régions glaciaires.

Le climat périglaciaire se caractérise par une alternance saisonnière de gels - dégels.

Au moment du dégel, une coulée boueuse chargée de blocs a certainement basculé vers l'aval sous l'effet de la gravité dans une faille.

- Puis en quittant le filon de dolérite pour aller vers la partie Est de la plage, on a marché sur une **ancienne tourbière** mise à nu après dégraissement de la plage.



**Tourbière : âge : environ -5000 ans (?) (transition Boréal-Atlantique)**



Tronc d'arbre

#### 4. Est de l'anse de Porz Milin



Orthogneiss de Brest

On retrouve ici l'orthogneiss de Brest. Il est recoupé par de nombreux filons de quartz qui ont accompagné la mise en place de la granodiorite de Trégana.

Examinés attentivement, on constate que ces filons sont eux-mêmes cisailés dans le plan de la foliation de l'orthogneiss de Brest. Les filonnets de quartz situés au-dessus de la main (voir photo ci-dessus) présentent également une fine crénulation parallèle à cette foliation.



**Cisaillement dans le filon de quartz**

Cela implique que l'orthogneissification du protolithe de l'orthogneiss de Brest et la mise en place de la granodiorite de Trégana sont des événements à peu près contemporains.

En effet, si la granodiorite de Trégana avait été postérieure à cette orthogneissification, les filons de quartz auraient été franchement sécants par rapport à la foliation de l'orthogneiss et non déformés par ce métamorphisme.

Inversement, si la granodiorite s'était mise en place avant l'orthogneissification, elle aurait été largement affectée par cette dernière, les filons auraient été plissés, étirés ; ils se présenteraient aujourd'hui avec des flancs laminés et des charnières gonflées, ce qui n'est pas le cas.

Notre chronologie s'affine !

1. Age du protolithe granodioritique de l'orthogneiss de Brest :  $-504 \pm 15$  Ma soit Cambrien moyen et certainement mis en place dans du matériel plus vieux : les schistes de l'Elorn (Briovérien).
2. Orthogneissification du protolithe granodioritique à l'origine de l'orthogneiss de Brest vers  $-340$  Ma soit au Viséen , les schistes de l'Elorn étant transformés en paragneiss.
3. Mise en place de la granodiorite de Trégana juste après, l'orthogneiss de Brest étant encore ductile.
4. Au Lias, à  $-190$  Ma, injection des filons de dolérite selon la direction de la faille de Kerforne marquant le début de la dislocation de la Pangée et la formation de l'Atlantique Central.

## Arrêt 2 : Trez Hir - Gneiss et micaschistes





En longeant la grande plage, on retrouve une alternance d'affleurements d'orthogneiss de Brest et de granodiorite de Trégana, preuve que ce dernier massif a produit de nombreuses apophyses.

Au tout début de la plage, des blocs d'orthogneiss présentent des enclaves de matériel finement lité.

Ce matériel pourrait représenter son protolithe non digéré d'âge Cambrien moyen.



**Orthogneiss de Brest renfermant une enclave ou xénolithe de matériel plissé et folié (protolithe ?)**



**Contact orthogneiss de Brest (à gauche) - granodiorite leucocrate de Trégana (à droite)**



**Contact granodiorite de Trégana (à gauche) - orthogneiss de Brest (à droite)**



**Apophyse de granodiorite de Trégana en forme de filon  
dans l'orthogneiss de Brest**



**Détail**

Cette apophyse renferme de nombreuses enclaves d'orthogneiss de Brest.

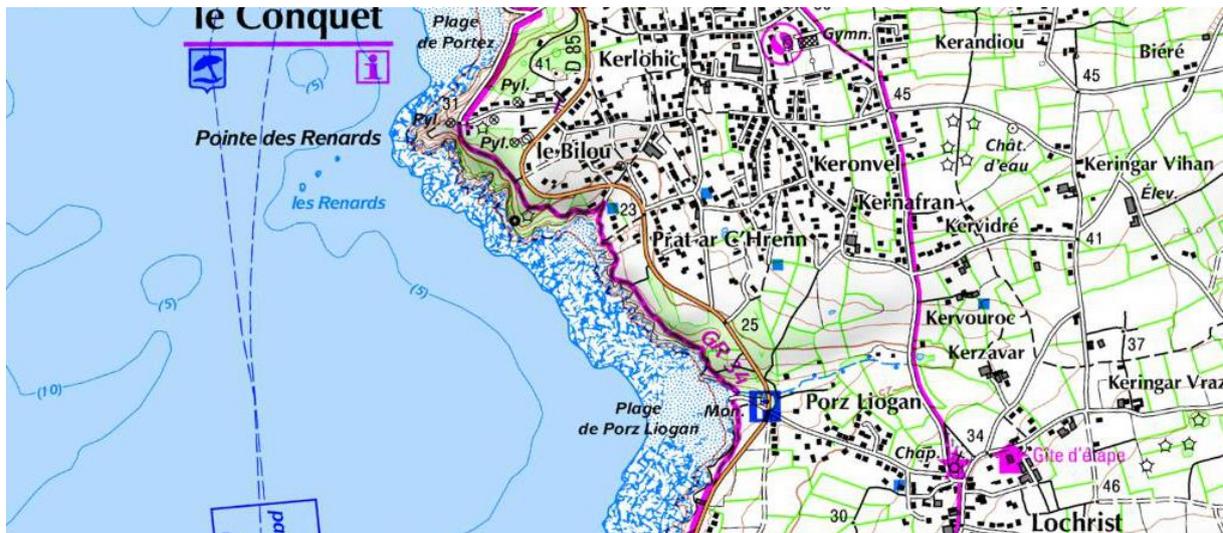
Pourquoi les enclaves d'orthogneiss sont-elles dans ce filon à la fois nombreuses et de grande taille ?

Tout simplement parce que l'apophyse étant de moindre importance, elle ne contenait pas, lorsqu'elle était sous la forme de magma, suffisamment de chaleur pour fondre tout l'orthogneiss qu'elle a englobé.

### Arrêt 3 : Plage de Porz Liogan - Micaschistes et gneiss du Conquet - Complexe gabbroïque

Âge du métamorphisme des micaschistes et gneiss du Conquet : autour de -338 Ma soit Viséen

Âge des amphibolites (= métagabbros) de Porz-Liogan : autour de -478 Ma soit Ordovicien inférieur (Floien)





## 1. La Formation du Conquet

La formation du Conquet (micaschistes et gneiss) affleure bien au Nord de la plage.

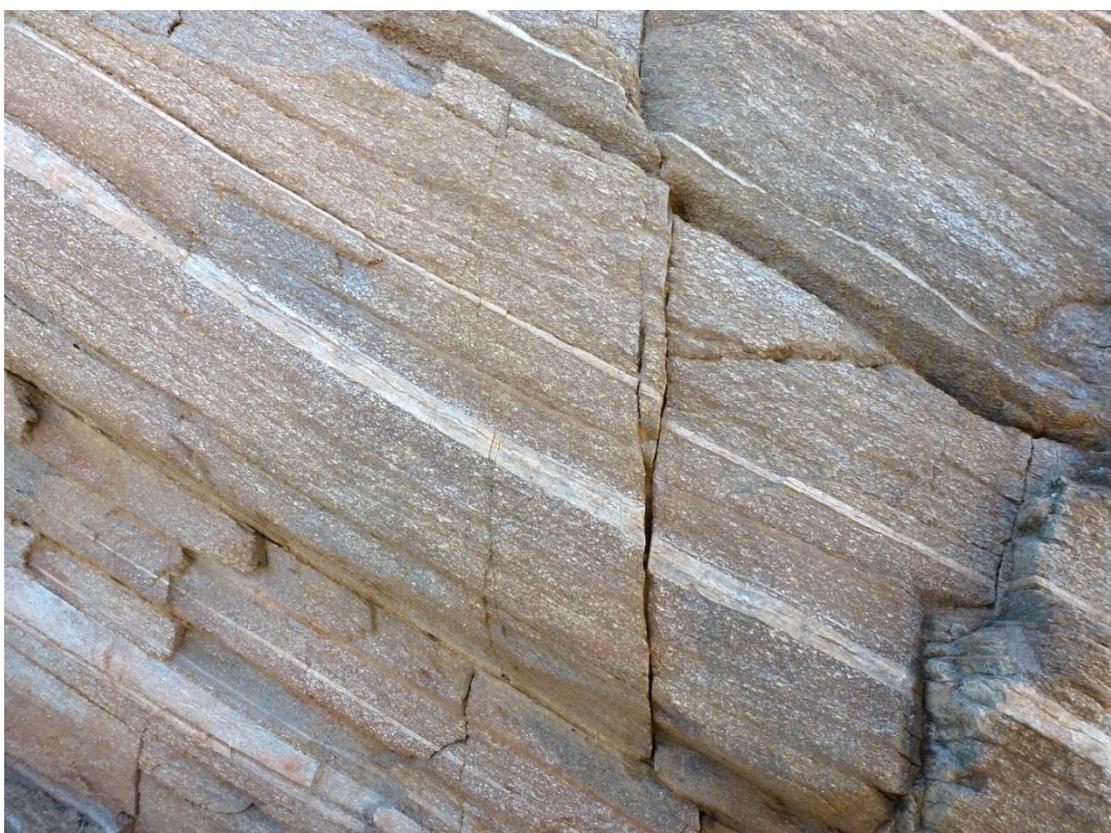
On peut y observer une alternance de niveaux d'aspect gneissique souvent altérés, admettant quelques intercalations très fines de quartzite et de niveaux plus schisteux (micaschistes) pentés vers le Sud.



Partie Nord de la plage



**Niveau gneissique très altéré en haut de plage**



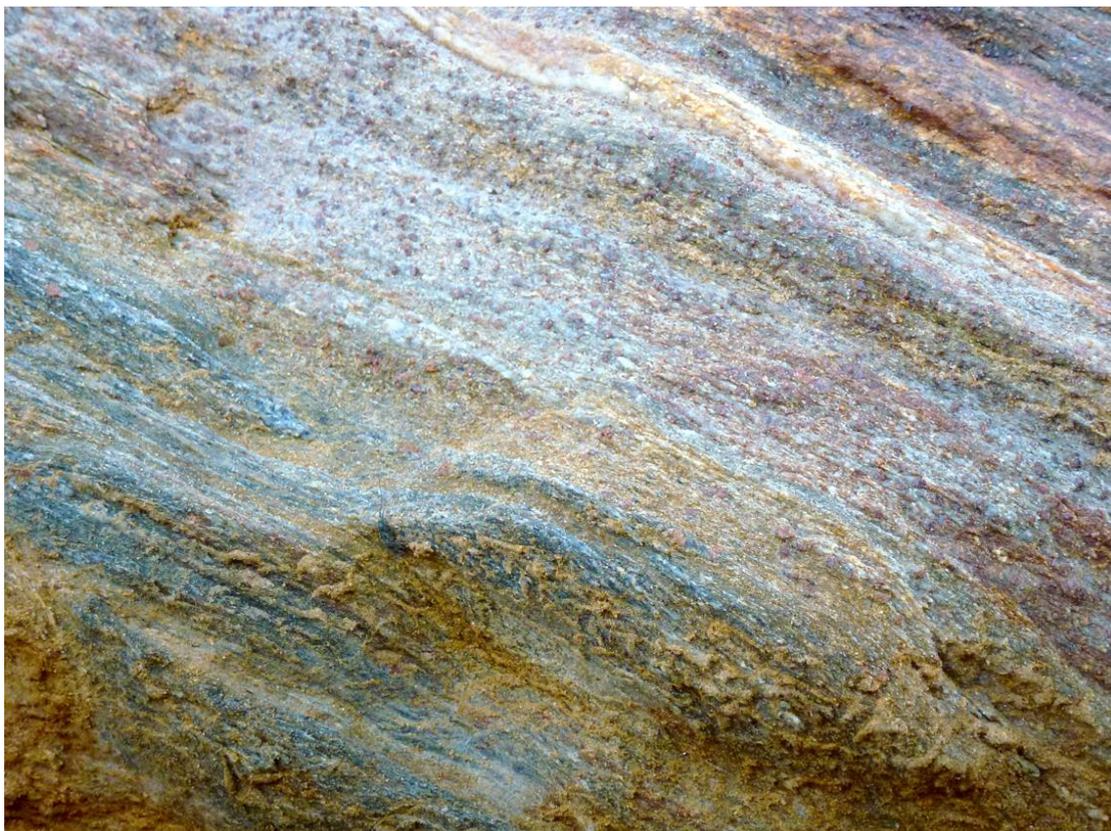
**Niveau gneissique (leptynite) moins altéré avec filonnets de quartzite**



### Niveau schisteux

Les niveaux schisteux renferment des cristaux de grenat almandin.

La répartition de ces grenats est très hétérogène. Dans certains de ces niveaux, ils sont petits et très nombreux ; dans d'autres, plutôt rares mais alors de grande taille (de l'ordre du cm).



**Niveau à très nombreux grenats de petite taille**





### Niveau à gros grenats

Ces gros grenats apparaissent nettement étirés, en forme d'yeux, d'amandes avec des ombres de pression légèrement dissymétriques ce qui implique que la roche a subi des cisaillements.



**Porphyroblaste centimétrique de grenat avec ombres de pression.**  
*L'asymétrie des cristaux de grenat indique un cisaillement vers le Nord.*

*Document M. Faure, C. Sommers, J. Melleton, A. Cocherie et O. Lautout - 2009*

Effectivement, cela se vérifie un peu plus au Nord à plus grande échelle où l'on peut voir en falaise de très beaux et importants filons de quartz fortement boudinés.





L'allure des boudins et de leurs queues permet de conclure à un cisaillement dextre vers le Nord.



**Inclusion de quartz asymétrique indiquant un cisaillement vers le Nord**

*Document M. Faure, C. Sommers, J. Melleton, A. Cocherie et O. Lautout - 2009*

## 2. Le Complexe gabbroïque de Porz-Liogan

Au Sud de la plage affleure un autre ensemble constitué par une roche métamorphique basique foliée avec alternance de lits très clairs de plagioclase (composés de bytownite ou de labrador) et de lits plus sombres d'amphibole (hornblende).

Il s'agit d'un méta-gabbro (encore dénommé amphibolite). Son faciès, à la taille près du grain, ressemble comme deux gouttes d'eau à celui du Chenaillet.



**Affleurement de méta-gabbro**

Le pendage est toujours vers le Sud mais plus redressé.

Des figures de cisaillement y sont également visibles.





**Débit en amande sur la falaise**

Et ceci à toutes les échelles.



**Figures de cisaillement dans le lit clair au 1/3 supérieur de la photo.**



## Nature des protolithes

Les niveaux gneissiques du Nord de la plage pourraient provenir par métamorphisme de lames d'orthogneiss ou de dépôts volcano-sédimentaires acides de type rhyolitique intégrés dans les micaschistes.

Les micaschistes à grenat almandin (et à staurotide, ce que nous verrons à l'arrêt suivant), minéraux riches en aluminium et en fer ont pour protolithe des sédiments argileux (ou pélites). Ce sont donc des méta-pélites.

Les protolithes des gneiss et des micaschistes n'ont pas été datés ; ils pourraient être contemporains des protolithes des gneiss de Brest, briovériens et cambriens.

**En revanche, leur métamorphisme dans le faciès amphibolite (apparition du grenat et de la staurotide) a été daté à  $-338 \pm 5$  Ma soit Viséen.**

Quant aux méta-gabbros, comme leur nom l'indique, ce sont d'anciens gabbros très certainement issus de la cristallisation d'un magma basaltique dans une chambre magmatique.

**Les dernières études publiées leur donnent un âge Ordovicien à  $-478 \pm 4$  Ma.**

## Contexte géodynamique

Les métagabbros situés au sein des micaschistes et gneiss du Conquet pourraient faire penser à une croûte océanique bien qu'aucune donnée géochimique actuelle n'ait établi formellement qu'ils sont de type MORB.

Dans l'hypothèse d'une croûte océanique, celle-ci n'aurait pas subducté puisque les métagabbros présentent le faciès amphibolite. Ils n'ont pas été métamorphisés en éclogites (métamorphisme de HP-BT).

**Le complexe gabbroïque de Porz-Liogan pourrait alors représenter un lambeau de croûte océanique obductée comme au Chenaillet.**

Mais ailleurs dans le Léon, plus précisément dans la Formation des micaschistes de Penzé considérée comme équivalente de celle du Conquet, on trouve des éclogites qui sont donc interprétées, en toute logique, comme des reliques de la même croûte océanique mais qui a cette fois-ci subducté. Ces éclogites représentent la suture ophiolitique d'un océan : l'Océan du Conquet-Penzé.

Cet Océan aurait isolé dès l'Ordovicien la micro-plaque ou bloc du Léon du Domaine Armoricaïn.

Puis au cours de l'orogénèse hercynienne (ou varisque), il aurait disparu par subduction ; des lambeaux de sa croûte auraient cependant échappé à cet « engloutissement », par obduction, par charriage accompagné de cisaillements et de boudinage.

Les méta-gabbros et les éclogites (âge de l'accrétion : Ordovicien) se présentent aujourd'hui sous la forme de lentilles, de boudins dispersés, inclus, emballés dans les micaschistes et gneiss de la Formation du Conquet (métamorphisme d'âge Viséen).

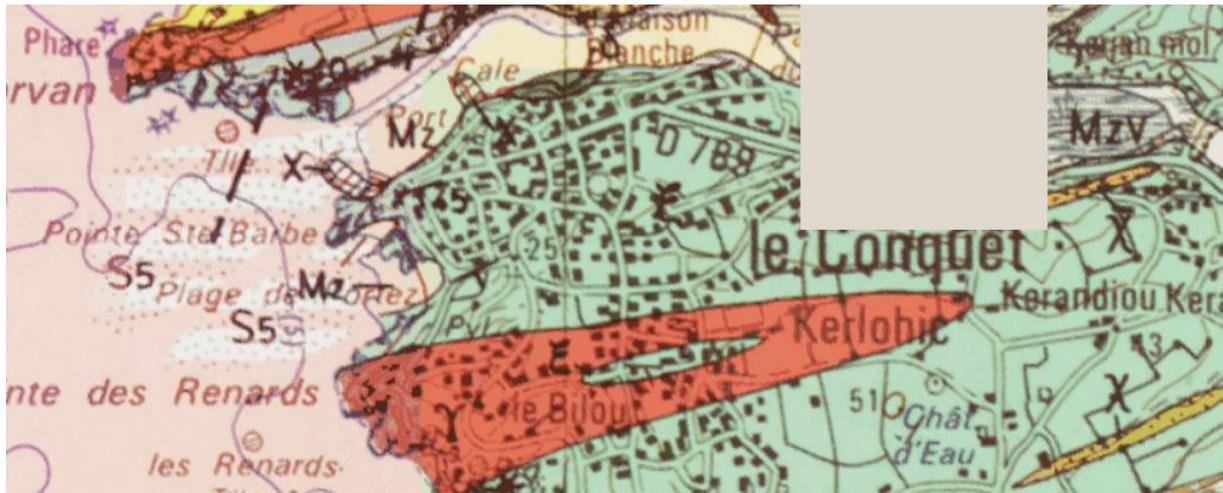
## Comment expliquer cette association ?

La plus probable est que la croûte océanique de l'Océan du Conquet-Penzé, en subductant, a entraîné derrière elle un morceau de marge continentale recouverte de sédiments divers (pélites, grès, rhyolites, dépôts volcano-sédimentaires...). Puis les gabbros de la croûte océanique ont atteint les conditions de HP-BT qui les a transformés en éclogites, les sédiments de marge des conditions de P et de T° moindres qui les a métamorphisés dans le faciès amphibolite (MP-MT) ([voir plus loin](#)). Lors de la collision, le tout a été mélangé dans le chenal de subduction par le jeu de cisaillements puis exhumé. Au cours de cette exhumation, éclogites et Formation du Conquet ont connu la même histoire métamorphique (métamorphisme rétrograde).

## Arrêt 4 : La plage de Portez (au Sud du port du Conquet) - Les micaschistes et gneiss du Conquet et la granodiorite de la Pointe des Renards

### 1. Les micaschistes et gneiss du Conquet





On retrouve la Formation des micaschistes du Conquet avec des alternances de niveaux gneissiques et de niveaux schisteux.



Les niveaux schisteux sont, comme à l'arrêt précédent, caractérisés par la présence du grenat almandin rouge. Mais on note également ici le développement de la

staurotide qui se présente sous la forme de baguettes noires, ocre-rouille quand elle est altérée.

La staurotide est particulièrement abondante dans les niveaux schisteux clairs, soyeux et brillants, riches en mica blanc ou en séricite.

