

Sortie géologique en Pays de Léon

Sous la direction d'Yves CYRILLE

Directeur de la Maison des Minéraux de Crozon (29)

Samedi et Dimanche 6-7 Septembre 2014



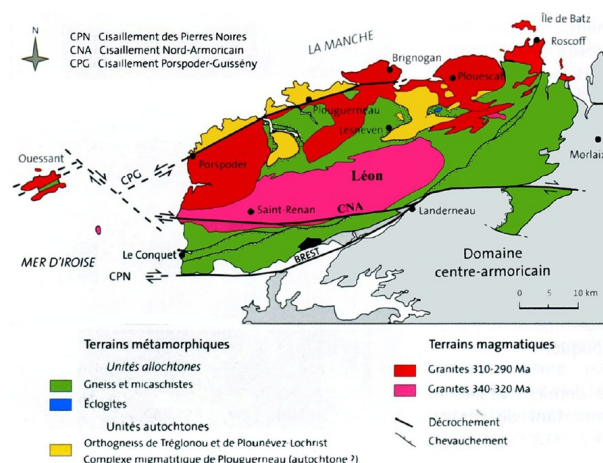
Yves Cyrille - Pointe Pen Enez

1. Présentation du Domaine de Léon

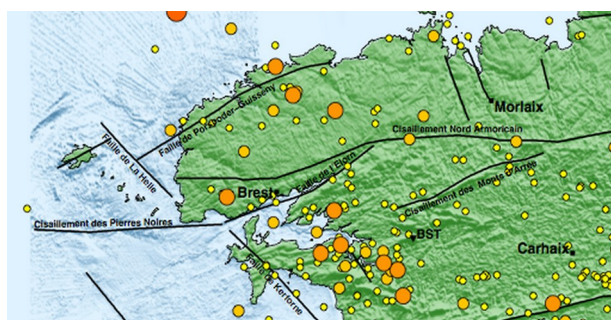
A. Situation et géologie

Situé à l'extrémité Nord-Ouest du Massif armoricain, le Domaine du Léon est limité :

- au Sud, par la faille N70 de l'Elorn qui le met au contact avec les terrains épimétamorphiques du Domaine Centre Armoricaïn ; cette faille se prolonge en mer par le cisaillement des Pierres Noires.
- et à l'Est par les sédiments paléozoïques de la région de Morlaix où il disparaît sous les schistes de la Penzé, peut-être par contact chevauchant.



d'après le « Guide des curiosités géologiques du Léon »



**Carte de la sismicité de la Bretagne Nord
et localisation des principaux accidents tectoniques**

Le Pays de Léon est avant tout une antiforme, une voûte métamorphique de 70 km sur 30 km orientée NE-SO. D'un point de vue lithologique, il comprend deux grands types de roches :

- **des séries métamorphiques** représentées :

- par le **Complexe migmatitique de Plouguerneau** affleurant largement au Nord du **Cisaillement senestre de Porspoder-Guissény (CPG)**, dans la région des Abers,
- et par les **Formations du Conquet et de Lesneven** (ensemble de micaschistes et de gneiss). Ces deux formations témoignent d'une large gamme d'intensités métamorphiques et renferment d'anciens basaltes ou gabros. Ainsi, les lentilles de gabbro amphibolitisé du Conquet représenteraient les fragments d'une croûte océanique ordovicienne obductée (-478 ± 4 Ma), tandis que les éclogites emballées dans les gneiss de Lesneven ont subi des conditions métamorphiques de HP-BT, caractéristiques d'une ancienne zone de subduction.

- **des complexes granitiques** au sens large scindés en trois groupes sur des critères géochimiques, géochronologiques et structuraux :

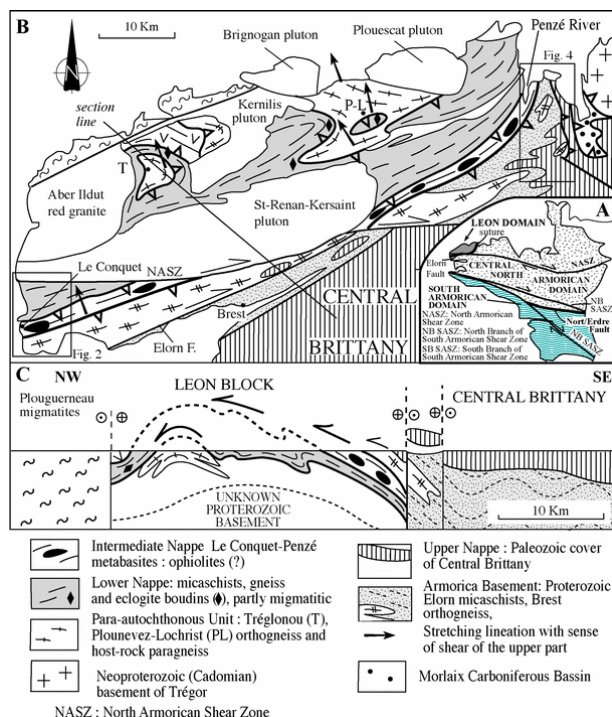
- le **massif composite de Saint-Renan-Kersaint**, d'origine crustale, qui se met en place vers -330 Ma, lors du fonctionnement du **Cisaillement dextre Nord-Armoricain (CNA)** ; c'est lui qui constitue l'ossature morphologique du Pays de Léon et dessine une voûte surbaissée, surtout bien visible de la mer.
- le **granite calco-alkalin potassique de l'Aber Ildut** et ses satellites qui accompagnent le **Cisaillement de Porspoder-Guissény (CPG)**, vers -301 ± 7 Ma ;
- le **granite peralumineux de Brignogan** et les massifs associés qui scellent les déformations du Léon vers -292 ± 15 Ma.

B. Tectonique

Pendant longtemps, le Léon a été considéré comme un socle métamorphique précambrien autochtone (fragment de la chaîne cadomienne associé au domaine Domnonéen), recouvert de terrains néoproterozoïques et paléozoïques.

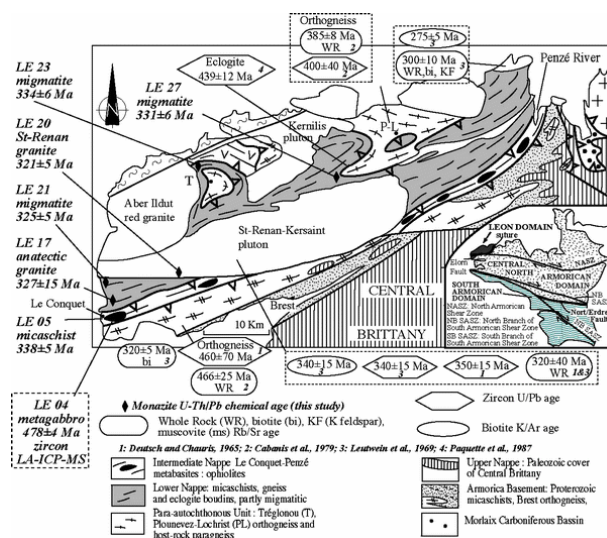
Aujourd'hui, on en fait un empilement de nappes déplacées du Sud vers le Nord dans des conditions ductiles

lors de l'orogénèse hercynienne (Viséen), orogénèse hercynienne qui se termine dans le Léon par la formation des deux accidents crustaux majeurs déjà cités et qui décalent les granites carbonifères : le Cisaillement dextre Nord-Armoricain (CNA) qui mylonitise la bordure Sud du massif de Saint-Renan et le Cisaillement senestre de Porspoder-Guissény (CPG).



2. Dernières datations des roches métamorphiques et granitiques du Léon

La figure qui suit donne les datations anciennes et récentes des ensembles métamorphiques et granitiques du Léon.



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

Journée du Samedi 6 septembre 2014

Le Complexe migmatitique de Plouguerneau : une image de la croûte continentale en fusion

Âge de la migmatitisation : environ -330 Ma (Viséen)

Arrêt 1 - Rocher de Karec Kromm à la pointe de la presqu'île de Pen Enez

Au niveau de l'éperon rocheux situé près de la Maison de garde de Koréjou, affleure un leucogranite à grain fin à paragenèse classique : Quartz + Biotite + Feldspath + Apatite (= phosphate de calcium). Des porphyroblastes de feldspath peuvent être présents mais ils sont rares.



Rocher de Karec Kromm



Leucogranite du Rocher de Karec Kromm

Cet éperon de leucogranite, de petite largeur et débité en lames très redressées, est interprété comme une injection tardive de liquide anatectique, par une faille pratiquement verticale, dans un encaissant plus ancien : le Complexe migmatitique de Plouguerneau daté de -330 Ma.

Le granite du Rocher de Karec Kromm est donc un granite d'anatexie. Recoupant le Complexe migmatitique de Plouguerneau (-330 Ma), il lui est donc postérieur.

Arrêt 2 - An Dol Ven et Grève blanche - Le Complexe migmatitique de Plouguerneau

1. Pointe d'An Dol Ven



Affleurent au SE de la pointe d'An Dol Ven, des roches claires présentant par plages des alternances de lits clairs et de lits sombres qui peuvent faire penser en première approximation à des gneiss.

Il s'agit en fait de **migmatites** issues d'un tout début de fusion partielle d'un matériel ancien (ou protolithe), probablement les paragneiss de Lesneven datés de -580 Ma (Briovérien).



Migmatite de la Pointe d'An Dol Ven

Les migmatites sont des roches qui se situent à la frontière entre le domaine métamorphique solide (ici, paragneiss de Lesneven) et le domaine magmatique liquide (début de fusion).

On est ici dans le **Complexe migmatitique de Plouguerneau** qu'a recoupé le leucogranite du Rocher de Karec Kromm (voir arrêt 1).

Quelques rappels sur l'anatexie

On désigne sous le terme d'anatexie la fusion des roches. Et pour qu'une roche fonde, il faut bien évidemment qu'elle soit soumise à des T° relativement élevées.

Ces conditions sont généralement réalisées lors de la formation des chaînes de montagnes. Après collision, la croûte continentale est épaissie, voire doublée puisque la croûte continentale de la plaque chevauchante vient recouvrir la croûte continentale portée par la plaque qui a subducté : deux croûtes continentales se superposent, le « Moho » est à une profondeur moyenne de 60 km au lieu de 30. Les conditions de pression et de température régnant dans la « racine » de la chaîne sont alors suffisantes pour permettre cette fusion anatectique. Puis à la suite des mouvements tectoniques post-collision, du ré-équilibre isostatique allié à l'érosion, ce matériel profond est ramené à la surface où il est aujourd'hui exposé.

Mais l'anatexie dépend d'autres paramètres.

- **La température de début de fusion dépend du chimisme de la roche** : un paragneiss (comme celui de Lesneven) ou un granite de composition acide (riche en silice donc en quartz et en feldspath) fond à plus basse température qu'une diorite à composition plus basique (riche en ferro-magnésiens dont la biotite ou l'amphibole et en plagioclases).

Des ordres de grandeur : granites et paragneiss de composition acide commencent à fondre vers 650-700°C ; des roches basiques comme les diorites seulement à 750-800°C.

- Un autre paramètre à prendre en compte est la **présence d'eau qui abaisse la température de fusion**.

A une pression de 200 MPa ce qui correspond à une profondeur approximative de 6 km, un granite hydraté fond vers 700°C et un granite anhydre seulement à 950°C.

Ainsi dans une série métamorphique comportant des granites acides et des diorites plus basiques, pour des mêmes conditions de température et de pression et en présence d'eau, il y aura fusion commençante des paragneiss sans qu'il y ait fusion de la diorite.

Notions de leucosome, de mélanosome

Au tout début de la fusion anatectique d'un paragneiss (aux environs de 650°C), ce sont les minéraux clairs (quartz et feldspath) qui fondent préférentiellement.

Il se forme alors un « jus anatectique » qui en cristallisant sur place va donner le **leucosome** dont la composition, remarquablement constante, correspond à celle d'un mélange comprenant 1/3 de quartz, 1/3 de feldspath et 1/3 de plagioclase.

Cette composition particulière est nommée **composition eutectique**. Elle est quasi-identique à celle d'un granite « moyen ». **Le leucosome a par conséquent la composition d'un granite.**

En revanche, les minéraux ferro-magnésiens du paragneiss de couleur sombre comme la biotite, l'amphibole ne fondent pas à cette température.

De telle sorte que sur un même affleurement, on observera deux parties dans la migmatite :

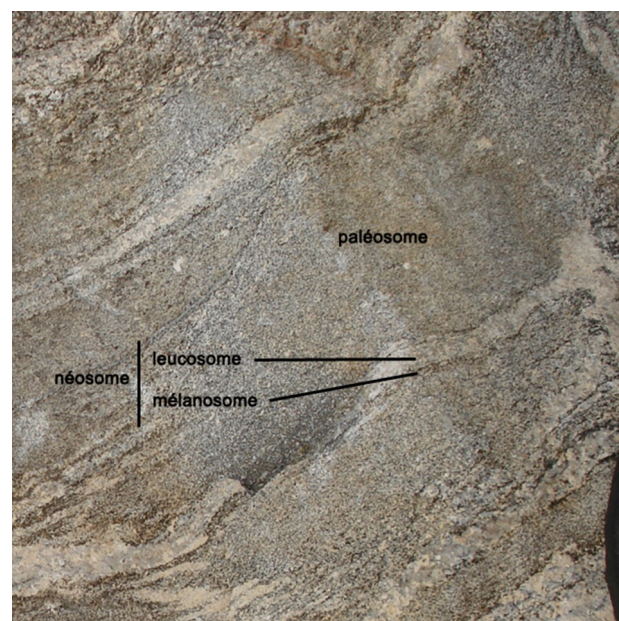
- une partie ancienne non affectée par la fusion : le **paléosome** qui correspond au matériel originel, au protolithe et donc ici au paragneiss de Lesneven âgé de 580 Ma.
- une partie nouvelle partiellement fondue, le **néosome** dans lequel il faut distinguer deux fractions :

- le **leucosome**, clair, à gros grains, constitué d'un assemblage de quartz et de feldspath issu de ce qui a fondu (= jus anatectique) et qui a ensuite cristallisé,

- et le **mélanosome**, sombre, noir, bordant le leucosome et formé par les minéraux sombres (biotite, amphibole, cordiérite...) réfractaires à la fusion anatectique.

Dans ce stade initial de l'anatexie, le taux de fusion étant encore faible, la structure globale du paragneiss est conservée et néosome et paléosome s'agencent parallèlement à la foliation du protolithe gneissique donnant ainsi naissance à une **migmatite ou métatexite rubanée**.

Métatexite rubanée = Paléosome + Néosome (~ granite) en lits concordants



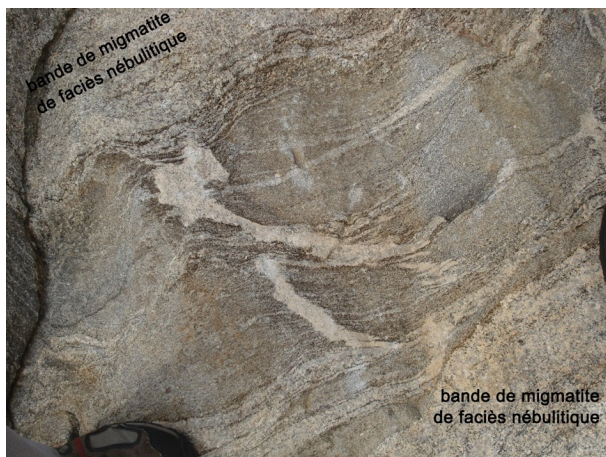
C'est ce stade que l'on observe sur la photo suivante. Faciès de migmatite rubanée

Le liquide de fusion, le jus anatectique peut aussi migrer localement et se rassembler dans des zones de cisaillement ou dans les têtes de plis anticlinaux où il a été comme « aspiré » (voir photo page suivante).



Collectage du liquide de fusion le long d'une zone de cisaillement dans la migmatite rubanée

Le leucosome est donc destiné à migrer : on lui donne encore le nom de « **mobilisat** ». En revanche, tout ce qui ne fond pas (le mélanosome et une fraction plus ou moins importante du paléosome en fonction du taux de fusion) va rester et est qualifié de « **restite** ».



Les deux bandes claires, en bas à droite et en haut à gauche de la photo ci-dessus, pourraient représenter des zones de fusion plus poussée. Le litage du paragneiss est en effet devenu plus flou, les lits sombres de biotite semblent disloqués ; on aurait là des **migmatites à faciès nébulitique**.

Lorsque l'anatexie devient encore plus intense, le leucosome envahit la migmatite et le paléosome se réduit à des lentilles de forme allongée : on peut alors parler de **diatexites**.

C'est ce que l'on observe sur la photo suivante. Le leucosome dessine comme des lanières, des lits clairs plus ou moins parallèles entre eux et parallèles à la direction d'allongement des lentilles de paragneiss (= restites ou paléosome) qui est aussi la direction de la foliation de cette roche.

Le litage migmatitique observé est donc hérité de la foliation du protolithe (paragneiss) : la diatexite est dite « rubanée ».



Diatexite rubanée
(parallélisme du litage migmatitique et de la foliation du paragneiss)

Remarque importante : Ces paragneiss de Lesneven renferment un corps important de diorite (filon, sill, laccolithe?) facilement reconnaissable à sa couleur sombre.



Masse de diorite de la Pointe d'An Dol Ven

Ce corps dioritique n'a pas été daté. Peut-être s'est-il mis en place dans la Formation des paragneiss de Lesneven au cours de la phase de distension, d'étirement généralisé de la croûte continentale de la marge Nord du Gondwana au début de l'Ordovicien (-480 Ma).

Cet amas dioritique a-t-il subi l'anatexie comme son encaissant (les paragneiss de Lesneven) ?

Dans les mêmes conditions de température et de pression que son encaissant, elle n'a pas fondu pour la raison évoquée plus haut : la diorite est plus basique que les paragneiss.



Diorite (cassure fraîche)

On constate cependant qu'elle est traversée par de nombreux petits filets clairs qui, examinés de près, montrent du néosome (leucosome entouré de mélanosome).

Ces filets de néosome ne peuvent provenir que des paragneiss situés au-dessous et qui ont commencé à fondre. Du jus granitique a commencé à migrer vers le haut.

NB - Le liquide granitique (= leucosome) peut en effet entraîner avec lui un certain pourcentage de cristaux restitiques.

Mais comment ce jus a-t-il pu traverser la diorite restée solide ?

Une première hypothèse peut être formulée : la diorite et son encaissant auraient été soumis à des forces de distension, d'étirement qui les auraient faillés. Le jus aurait ensuite emprunté ces micro-failles.

Cette hypothèse ne tient pas la route car si l'on regarde la photo suivante, les filets de jus granitique clair ne sont pas rectilignes et parallèles entre eux comme on pourrait s'y attendre s'il s'agissait de micro-failles. Ils s'anastomosent pour dessiner un véritable treillis.



L'explication est en fait la suivante. Quand le jus qui se forme lors de l'anatexie débutante devient abondant, il ne demande qu'à monter vers le haut parce qu'il est chaud et de densité inférieure à l'encaissant. Quand il rencontre la diorite solide qui s'oppose à son ascension, il s'accumule dessous et va exercer une pression de plus en plus forte au fur et à mesure qu'il est fabriqué.

C'est cette pression qui va fracturer la diorite à petite échelle. On peut parler de **fracturation hydraulique**.

Le jus emprunte ensuite ces fractures et la diorite prend l'aspect d'une véritable brèche.

Puis la fracturation augmentant avec la quantité de jus produit, ce dernier peut ultérieurement se rassembler dans de véritables filons où il cristallisera lentement pour former de la pegmatite.



Filon de pegmatite dans le corps dioritique

2. Trajet An Dol Ven - Grève blanche

On observe au début du parcours des lanières de jus granitique emballant des enclaves de restites qui ne se présentent pas sous la forme de lentilles mais de blocs de forme variable, plus ou moins polygonale et qui font penser à une brèche.

Il s'agit de restites de diorite et non de paragneiss. On se trouve toujours dans le corps dioritique qui n'est donc pas d'importance négligeable !

Le fait que les angles des blocs de diorite soient plus ou moins « émoussés » fait dire que la diorite commence à subir à son tour, mais avec un retard par rapport aux paragneiss, un début de fusion anatexique.

Ces migmatites sont qualifiées d'« agmatites ». Le faciès agmatitique se caractérise à la fois par l'aspect bréchifié de la diorite et l'allure irrégulière du système de fracturation occupé par le leucosome clair.



Migmatite de faciès agmatitique - Vue de dessus

Ce début de fusion est-il dû à une augmentation de température ou a-t-il été favorisé par l'apport de fluides (H₂O, CO₂...) ?

Les deux phénomènes ont certainement joué ensemble, au moment où le Cisaillement senestre de Porspoder-Guissény (CPG) s'est manifesté.

Un cisaillement génère toujours de la chaleur par friction des roches (« shear heating »). Profond, il a pu également provoquer la fusion partielle du manteau supérieur par décompression. La remontée de magma et de fluides dans la zone de cisaillement auraient ensuite favorisé la fusion de la croûte profonde.

Un peu plus loin, toujours sur l'estran rocheux, on retrouve à peu près la même chose ; mais cette fois-ci, les blocs de diorite sont beaucoup plus petits, de forme plus fuselée et le liquide granitique, le leucosome constituant le ciment, occupe un volume très important.

L'anatexie dans le corps dioritique a progressé.



Migmatite de faciès agmatitique - Vue en coupe

Quelques blocs de l'estran illustrent cette fusion progressive des blocs de diorite.

Sur le bloc ci-dessous, la diorite de la « restite » s'est éclaircie ! Des minéraux sombres ont donc disparu, la biotite en l'occurrence. Les conditions de température et de pression sont devenues telles que ce minéral a fondu.



Parallèlement, d'autres minéraux se développent comme l'amphibole, et, on peut supposer, à partir des ions Fe²⁺ et Mg²⁺ empruntés à la biotite.



Développement de l'amphibole dans une « restite » de diorite

Le terme ultime de l'anatexie est la fusion complète de la roche de départ.

En résumé : Granite d'anatexie = Leucosome

La roche devient un gigantesque leucosome sans orientation nette. Ce leucosome porte le nom de granite et lorsqu'il est encore associé aux migmatites, on parle de granite d'anatexie ou encore de migmatite granitique ou de granite migmatitique suivant le stade de fusion atteint.

Localement, des amas lenticulaires micacés sombres de plusieurs centimètres de largeur et essentiellement formés d'amphiboles sont englobés dans la masse migmatitique et témoignent de niveaux basiques ayant mieux résisté à la fusion.

Des filons de pegmatite ou d'aplite recoupent l'ensemble.



Filon d'aplite dans une migmatite

Arrêt 3 - Porz Grac'h

Au Rocher de Porz Grac'h, on retrouve la même chose qu'à l'arrêt précédent.

Mais la proportion de diorite est plus importante. Celle-ci se présente sous la forme de boules, de bandes dilacérées ou de billes dans la masse rocheuse.



Ce débit en boules est particulièrement impressionnant sur la face Ouest du Rocher ou dans certains blocs arrachés, au bas de l'estran.



Le granite migmatitique qui cimente les blocs de diorite, et qui provient de la cristallisation lente du jus (leucosome), présente le plus souvent un faciès porphyroïde, voire pegmatitique, caractérisé par la présence de grands feldspaths potassiques blancs ou roses, associés à du quartz, du mica et de la tourmaline.





Granite migmatitique à faciès pegmatitique

Autour des gros cristaux de feldspath rose et de quartz, présence de lits sombres de biotite qui représente le réfractaire à la fusion, et que le leucosome a entraîné avec lui.

Ce ciment granitique s'altère facilement pour donner de l'arène granitique ; la diorite plus résistante aux agents atmosphériques se retrouve alors en relief (érosion différentielle).

Arrêt 4 - Kastel Ac'h - Granite migmatitique à grenat

Sur l'estran rocheux, des blocs de granite migmatitique présentent de gros cristaux de grenat.



Granite migmatitique à gros cristaux de grenat

En y regardant de plus près, on constate que ces grenats sont répartis de façon très hétérogène.

Ils abondent dans des plages claires du granite migmatitique, là où la biotite est pratiquement absente (voir photo ci-dessous).



Comment expliquer cette observation ?

Hypothèse

Le grenat est un minéral riche en alumine, indicateur de haute pression donc de grande profondeur.

On peut supposer qu'il s'est formé dans les paragneiss de Lesneven (= protolithe des migmatites) et à partir de la biotite.

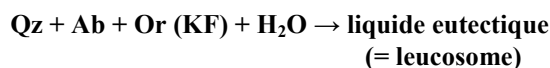
La biotite (Bt) aurait réagi avec un silicate d'alumine (AIS) pour donner le grenat (Gt) selon l'équation chimique :



Remarque : Cette réaction métamorphique de déstabilisation de la biotite se produit lors de la formation de certaines granulites. Dans des conditions de plus basse pression, c'est de la cordiérite qui se serait formée à la place du grenat.

Le point important à noter ici est que la biotite est un minéral hydroxylé alors que le grenat est un minéral anhydre. Cette réaction libère par conséquent de l'eau.

Et le peu d'eau qui apparaît et qui reste sur place dans le paragneiss provoque la fusion de son quartz et de ses feldspaths selon la réaction :



Le grenat observé se forme donc en même temps que le « jus d'anatexie », le leucosome. Nous aurions là l'explication de la fusion commençante du paragneiss.

Ensuite, l'ascension de ce jus aurait entraîné le grenat et des minéraux restitiques dont quelques biotites.

En fait, ce qui monte n'est donc pas véritablement un liquide mais un mélange de liquide et de cristaux solides : les géologues disent un « mush ».

Résumé de l'histoire géologique du Complexe migmatitique de Plouguerneau

1. Mise en place des gneiss de Lesneven (identiques aux micaschistes et gneiss du Conquet) au Précambrien (-580 Ma)
2. Intrusion du corps dioritique à l'Ordovicien (?), conséquence d'un rifting
3. Migmatisation au Viséen, contemporaine du début du jeu du Cisaillement de Porspoder-Guissény (CPG) en senestre.

Arrêt 5 - Aber Vrac'h



On peut remarquer son tracé actuel sinueux, en « baïonnette ». C'est un héritage de la tectonique tardi- et post-hercynienne de la région. Tantôt, il emprunte des failles méridiennes, tantôt des failles NO-SE, parallèles à la faille de Kerforne (figurée sur la carte du haut p. 79).

Journée du Dimanche 7 septembre 2014

Arrêt 1 - Porz Milin - Orthogneiss de Brest, granodiorite intrusive de Trégana et filons de dolérite

1. Le Complexe des Gneiss de Brest

Âge du protolithe : autour de -504 Ma soit Cambrien moyen

A l'Ouest de la plage, un orthogneiss classique affleure en falaise et sur l'estran. Il est constitué par une alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres à biotite. Ce litage d'origine métamorphique ou foliation présente un pendage de 40° environ vers le Sud.

L'orthogneiss est traversé par de nombreux filons de quartz sécants par rapport à sa foliation. La mise en place de ces filons est donc postérieure au métamorphisme à l'origine de la formation de l'orthogneiss.

Il renferme aussi des petites lentilles de quartz, très écrasées, fines, mais cette fois-ci concordantes avec la foliation donc antérieures à l'orthogneissification.

On peut également y trouver des petites enclaves sombres de diorite toujours parallèles à la foliation.



Falaise d'orthogneiss traversé par un filon de quartz



Orthogneiss - Détail



Lentille de quartz dans le plan de foliation de l'orthogneiss



Enclaves sombres de diorite dans le plan de foliation de l'orthogneiss

Dans l'orthogneiss, on distingue très bien les yeux de feldspath mais ils sont de petite taille.

Nature du protolithe

Cet orthogneiss affleure depuis la Pointe Saint-Mathieu à l'Ouest jusqu'à l'Est de Brest, aux environs de Landivisiau soit sur une longueur de 70 km pour une largeur de 3 à 4 km.

Il appartient à un ensemble géologique : le « Complexe des gneiss de Brest », appelé ainsi car on pense qu'il contiendrait, à côté des orthogneiss, de nombreuses passées de paragneiss associées à des arkoses et des micaschistes.

A Porz Milin, la présence d'yeux de feldspath, d'enclaves de roches plus basiques (de type diorite), allongées parallèlement à la foliation métamorphique, en fait indubitablement un orthogneiss. Cet orthogneiss dérive par conséquent par métamorphisme d'un ancien granite, plus exactement d'une ancienne granodiorite.

Âge du protolithe granodioritique

L'âge de ce protolithe a été beaucoup discuté. Les premières mesures de datation absolue donnèrent des âges précambriens par la méthode Rb/Sr avec des résultats proches de -700 Ma (-690 ± 40 Ma, Rb-Sr sur roche totale).

Les nouvelles méthodes employées aujourd'hui et qui consistent à bombarder la surface des zircons avec un faisceau laser qui pulvérise et ionise les éléments, ainsi que les isotopes extraits (ionisation ICPMS), ces derniers étant ensuite analysés au spectromètre de masse, donnent des âges beaucoup plus jeunes.

Ainsi, le dernier âge fourni pour le protolithe de l'orthogneiss de Brest est de -504 ± 15 Ma soit un âge Cambrien moyen.

Les protolithes de l'orthogneiss de Guimiliau et de l'orthogneiss de Landivisiau, classiquement rattachés à celui de Brest, donnent des âges équivalents : respectivement -512 ± 11 Ma et $-529 \pm 6,3/-4,3$ Ma (Marcoux et al., 2009).

Dans la formation briovérienne des Schistes de l'E-lorn, se serait ainsi mis en place vers -504 Ma, au Cambrien moyen, un batholithe granodioritique.

Puis cette granodiorite a été métamorphisée et transformée en un orthogneiss : l'orthogneiss de Brest.

2. La granodiorite de Trégana

Âge : autour de -340 Ma (?) soit Viséen

Sur la falaise constituée d'orthogneiss de Brest, on peut voir comme des traînées, des digitations plus claires, pratiquement verticales, intrusives dans l'orthogneiss.

Ces apophyses sont constituées de granodiorite dite « Granodiorite de Trégana ». Elles sont en effet issues du massif granodioritique voisin du même nom.

Leur contact avec l'encaissant est franc, net (voir photo ci-dessous et suivantes).



Apophyse de granodiorite de Trégana dans l'orthogneiss de Brest

La granodiorite de Trégana, très leucocrate, renferme de nombreuses inclusions d'orthogneiss de Brest, inclusions facilement reconnaissables à leur couleur plus sombre (matériel plus basique).



Enclaves sombres d'orthogneiss de Brest dans un bloc de granodiorite de Trégana



Contact granodiorite de Trégana - orthogneiss de Brest

Dans certains blocs de granodiorite de Trégana, les enclaves d'orthogneiss de Brest ont été partiellement assimilées.

Dans d'autres, elles ont été davantage digérées, absorbées à l'exception de leur biotite, réfractaire à la fusion. Celle-ci s'est alors répartie dans la masse de la granodiorite de manière hétérogène, en taches ou en schlieren (voir photo suivante).

Enfin, la granodiorite de Trégana est dépourvue de foliation.

Toutes ces observations montrent que le massif granitique de Trégana s'est mis en place postérieurement à l'orthogneissification du Complexe de Brest.



Schlieren de biotite dans la granodiorite de Trégana

Remarque : Le massif de granodiorite de Trégana s'étend sur environ 13,5 km de long et 2 km de large au maximum, selon une direction globalement NE-SO.

Les zones riches en biotite mises à part, la granodiorite de Trégana est une roche leucocrate. Les plagioclases sont majoritaires (jusqu'à 70 %) ; les autres minéraux sont représentés par le quartz (20-30 %) et beaucoup plus accessoirement par le feldspath potassique (microcline) et les micas (biotite et muscovite).

On en déduit la chronologie suivante :

- 1. Age du protolithe granodioritique de l'orthogneiss de Brest : -504 ± 15 Ma soit Cambrien moyen**
- 2. Orthogneissification du protolithe granodioritique à l'origine de l'orthogneiss de Brest entre -504 et -340 Ma**
- 3. Mise en place de la granodiorite de Trégana autour de -340 Ma (?) soit Viséen**

3. Le filon de dolérite

Âge : autour de -190 Ma (?) soit Jurassique inférieur (Lias)

Ce filon, ce dyke de dolérite, plus ou moins masqué en falaise, affleure en continu sur l'estran. Il est vertical, orienté NO-SE et intensément fracturé. Les nombreuses fractures verticales sont parallèles aux épointes.

Sa puissance, son épaisseur est de 30 m environ.



Filon de dolérite sur l'estran



Filon de dolérite sur l'estran vu par dessus

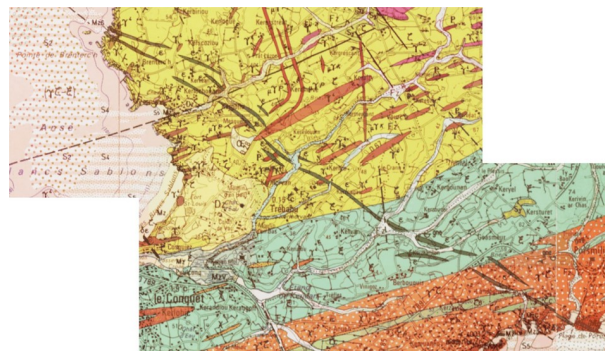
Pour expliquer une telle puissance, les géologues, par l'analyse de la distribution des fractures et des phénocristaux de pyroxène le long d'une coupe transversale au filon, ont proposé un modèle de mise en place par injections multiples. Le filon de dolérite de Porz Milin ne se serait pas créé en une 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 ($d=2,97$), 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 un équivalent microgrenu.

Pour être plus précis, cette dolérite présente une affinité tholéitique : tholéite à quartz riche en titane (l'ilménite est un oxyde de titane et de fer FeTiO_3).

Remarque : A l'intérieur des terres, la trace du filon a pu être suivie grâce à la présence de boules de dolérite éparpillées à la surface du sol. Et on le retrouve finalement sur l'estran, au Nord de l'Anse de Breterc'h, sur la commune de Ploumoguer (29) soit 8-9 km plus loin. Il ne s'agit donc pas d'un petit filon ! Sur la carte géologique ci-dessous, le filon est représenté en vert sombre. La carte



géologique 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, résultant d'une seule venue magmatique, affleurant au Sud de l'Anse de Breterc'h, et un dyke « multiple », d'une trentaine de mètres de puissance, formé de cinq unités magmatiques, larges chacune de 5 à 10 m, déjà observé à Porz Milin et que l'on retrouve au Nord de l'Anse de Breterc'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.

Ils ont été datés de -193 ± 3 Ma (Sinémurien), c'est-à-dire de la base du 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 l'Atlas marocain et au Nord des Appalaches. Ils en diffèrent toutefois par leur orientation.

Tous ces dykes de dolérite semblent donc jalonner une grande fracture de la 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).