

**Roche 7 : Les orgues rhyolitiques de Vairé (85)**

**Âge : 480 Ma - Ordovicien inférieur (Arénigien = Floien)**

07

Volcanite  
acide  
en orques  
(rhyolite)

**Catégorie :** Magmatique de surface

**Commune :** Vairé (35)

**Ère :** Paléozoïque

**Période :** Ordovicien

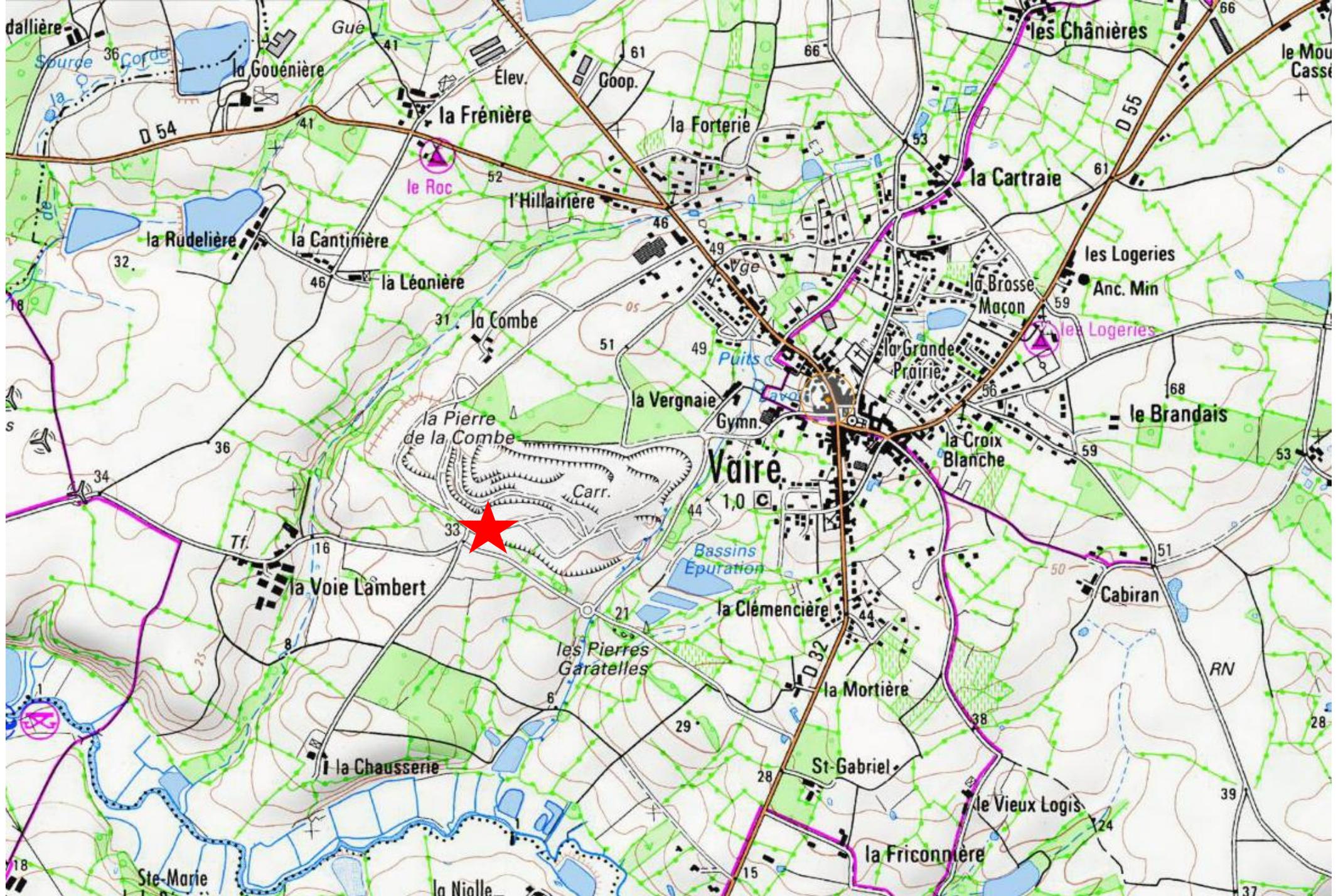


# Situation géographique

La carrière de la Vrignaie (ouverte depuis 1973 et autorisée à exploitation jusqu'en 2023) est située près de la D32 reliant Vairé à Olonne-sur-Mer et Les Sables d'Olonne.

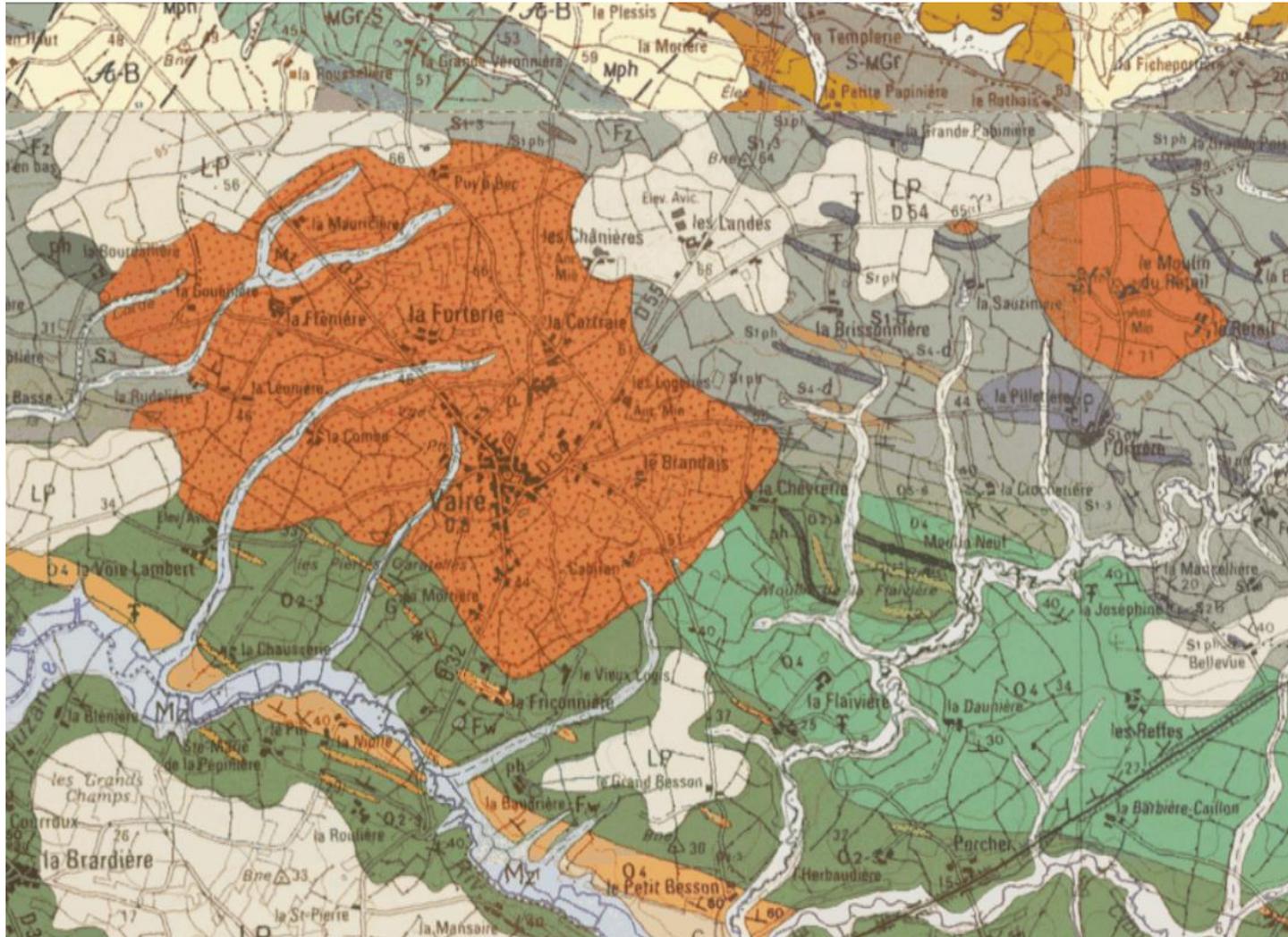
Elle exploite un massif de roches volcaniques paléozoïques (matériel de composition rhyolitique). Ces volcanites offrent la particularité d'avoir conservé un débit dit « en orgues ». Ces prismes de grandes dimensions sont visibles sur les parois Nord et Ouest de la carrière. Au Sud de l'exploitation, la rhyolite est en contact avec des schistes noirs ordoviciens.











**S3** Schistes rouges à lentilles de phanites et microquartzites (Ludlowien ?)



**S2p** Rhyolites, tufs rhyolitiques, grès et arkoses de Nieul-le-Dolent et de la Mothe-Achard ( Wenlockien ?)



**S1-3** Silurien indifférencié



**O4** Schistes subardoisiers des Reffes, de la Flairière et du Poiroux, à Acritarches et Chitinozoaires (Ordovicien moyen - Llandeilien)



**O2-3** Schistes sériciteux à niveaux pyriteux (Ordovicien inférieur à moyen - Arénigien à Llanvirnien)



**μγ<sup>V</sup>** Microgranite de Vairé













## La rhyolite

La roche est massive, sans orientation, de couleur d'ensemble gris verdâtre à gris rosé.

Elle montre surtout des phénocristaux de quartz (aspect de gros grains de sel) souvent automorphes avec des lacunes typiquement rhyolitiques en « doigt de gant », de feldspath potassique (blancs laiteux) parfois maclés Carlsbad ou microcline, de plagioclase sodique plus diffus et des cristaux de biotite (plus rares et souvent chloritisés) noyés dans une pâte grisâtre mate.

Cette pâte microcristalline est faite elle aussi d'un fin agrégat de quartz et de feldspath potassique. On y trouve également de l'albite et du mica blanc, plus rarement de la biotite et des agrégats de magnétite.

De par le mode d'assemblage de tous ces constituants, la structure de la rhyolite de Vairé est qualifiée de « microgrenue ». C'est pour cette raison que la rhyolite de Vairé est encore appelée « microgranite ».

**Remarque :** Du verre (substance amorphe) était initialement présent dans la roche. La rhyolite avait au moment de sa formation une structure hémicristalline comme toutes les roches volcaniques. Mais avec le temps, le verre s'est altéré comme par exemple le verre des vieux vitraux des églises du Moyen-Âge. Il s'est « dévitrifié » c'est-à-dire transformé secondairement en un assemblage microcristallin.

La rhyolite est ainsi passée d'une structure hémicristalline microlitique à une structure microgrenue.

A l'échelle de la carrière, la structure est équante\*, massive et homogène sans indices d'écoulement visqueux ni de rubanement. L'ensemble suggère un refroidissement en sub-surface d'une masse magmatique immobilisée, en accord avec le développement de la prismation. La prismation en colonnades résulte d'une contraction thermique perpendiculaire à la direction du refroidissement convectif de la lave vers la surface, en fonction du gradient thermique résultant de la différence de température entre le cœur de la lave et l'extérieur.





## Formation

La rhyolite de Vairé, qui appartient à l'Unité volcanique de La Chapelle-Hermier, dérive de la solidification par refroidissement d'un magma près de la surface de l'écorce terrestre. Elle s'est mise en place dans des roches encaissantes schisteuses. C'est une roche magmatique de surface ou hypovolcanique.

Sa texture témoigne d'une formation en plusieurs phases :

- refroidissement lent du magma dans une chambre magmatique avec formation des phénocristaux ;
- refroidissement plus rapide du magma lors de son ascension vers la surface avec formation des microlithes (microcristaux) ;
- solidification rapide du liquide magmatique résiduel au contact de l'air donnant le verre (substance amorphe, non cristallisée).

Secondairement, la rhyolite a subi une dévitrification et une recristallisation de son verre à l'origine de la pâte microcristalline.

La prismation en colonnades de la rhyolite s'est produite postérieurement à l'épanchement de la lave. Elle résulte d'une contraction thermique perpendiculaire à la direction du refroidissement convectif de la lave vers la surface, en fonction du gradient thermique résultant de la différence de température entre le cœur de la lave et l'extérieur.

D'autre part, elle n'a pu se faire qu'après immobilisation totale de la lave. La très grande longueur des orgues rhyolitiques de Vairé (la centaine de mètres) suggère aussi que la lave a dû s'immobiliser dans un creux topographique pour qu'elle puisse s'accumuler sur une telle épaisseur.

Ces diverses observations permettent de proposer une interprétation pour la rhyolite prismée de Vairé qui proviendrait, pour l'essentiel, d'une protrusion, c'est-à-dire de la solidification d'un corps magmatique intrusif à très faible profondeur. Tout le massif de Vairé n'est pas prismé, mais sa composition et sa texture pétrographique restent constantes, ce qui n'exclut pas un écoulement en masse des autres parties du massif.

Le massif de Vairé peut donc être interprété comme un dôme-coulée volcanique dont la partie prismée correspondrait à un point de sortie du magma.

On peut comparer l'aspect initial des colonnades de Vairé à celui de la Roche Tuilière, une protrusion bien connue du massif du Mont Dore dans le Massif Central. Certes, la roche Tuilière est bien plus petite que devait l'être le dôme de Vairé, c'est qu'elle est faite de phonolite et non de rhyolite, une roche beaucoup moins visqueuse qui ne s'accumule pas sur une grande hauteur comme peut le faire la rhyolite ou la dacite (exemple du piton de la Montagne Pelée à la Martinique).

A la fin du Carbonifère inférieur, la coulée de rhyolite prismée de Vairé et toute l'Unité de La Chapelle-Hermier a été basculée et transportée sur quelques dizaines de kilomètres (?) vers l'Ouest-SO, peut-être suite à l'amorce de la mise en place du Dôme anatectique du Bas-Bocage (= massifs granitiques de La Roche-sur-Yon au sens large).

Elle a alors été charriée sur les méta-argilites à bancs gréseux de l'Ordovicien inférieur à moyen du Bassin de La Roche-sur-Yon. Le contact local par faille inverse orientée N110° et pentée de 50° vers le N-NE porte une très belle linéation d'étirement N30° (voir diapositives suivantes).

Ce charriage serait postérieur à la formation du bassin Carbonifère de Brétignolles-sur-Mer et antérieur à la mise en place de la nappe des « Porphyroïdes de la Sauzaie » et de la nappe de Saint-Gilles.











La rhyolite de Vairé est une des nombreuses manifestations volcaniques acides qui ont eu lieu dans le Domaine Sud-armoricain du Cambrien moyen à l'Ordovicien.

Ce volcanisme acide suggère un rifting continental qui s'est produit à la limite Cambrien-Ordovicien. L'amincissement de la croûte continentale liés à cette tectonique extensive (rifting) a provoqué une remontée du manteau asthénosphérique qui, par décompression adiabatique, a fondu partiellement. Le résultat a été la production d'un magma de composition basaltique à partir de la péridotite mantellique.

Ce magma basaltique, rassemblé en masse sous la croûte continentale (phénomène d' « *underplating* »), a ensuite cédé de sa chaleur à la base de la croûte continentale qui, à son tour, a subi l'anatexie à l'origine d'un magma acide. Celui-ci peut cristalliser en profondeur pour former des plutons granitiques. Dans le cas de la rhyolite de Vairé, il a migré vers la surface (fracturation par failles normales de la croûte continentale) pour alimenter un volcanisme rhyolitique.

Ce plutonisme acide ordovicien inférieur est bien exposé :

- dans le domaine ligérien au niveau des Landes de Lanvaux,

- dans le Complexe de Champtoceaux avec le **granite porphyroïde calco-alkalin de la Picherais** daté à environ 480 Ma ( $485 \pm 11$  Ma par la méthode U/Pb sur zircons ; Paquette et al. , 1984) soit Ordovicien inférieur (Arénigien),

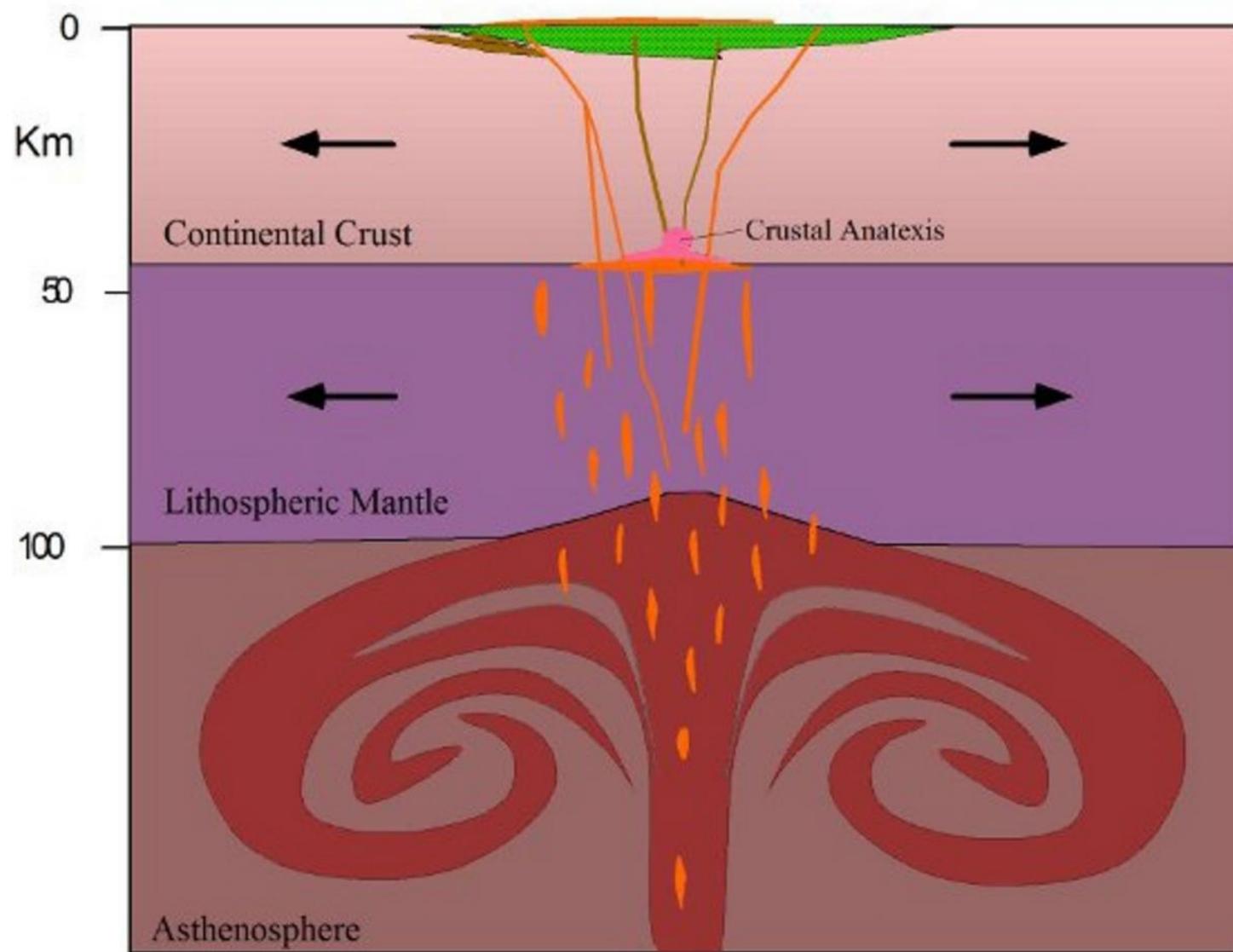
- dans le synclinal ou « Rift du Choletais » avec les **rhyolites du Choletais** (obsidiennes et ignimbrites associées) et **l'ensemble hypovolcanique bimodal de Massais-Thouars** ( ensemble microgranite de Thouars + « rhyolites porphyriques » + gabbro de Massais) qui a été daté à  $519 \pm 10$  Ma environ,

- et en Vendée :

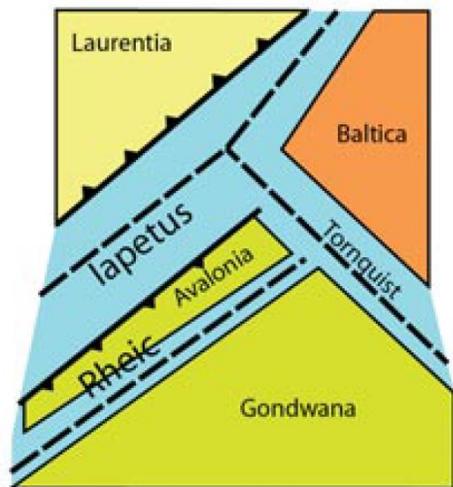
▪ dans le synclinorium de Chantonay avec la **Formation des « Rhyolites et ignimbrites de la Chataîneraie »** du Cambro-Trémadocien (limite Cambrien-Ordovicien ) de composition chimique proche des leucorhyolites potassiques (  $K_2O / Na_2O > 2$  ) et les roches filoniennes acides et basiques de la Formation de Sigournais du Cambrien supérieur.

▪ et dans le Bas-Bocage avec :

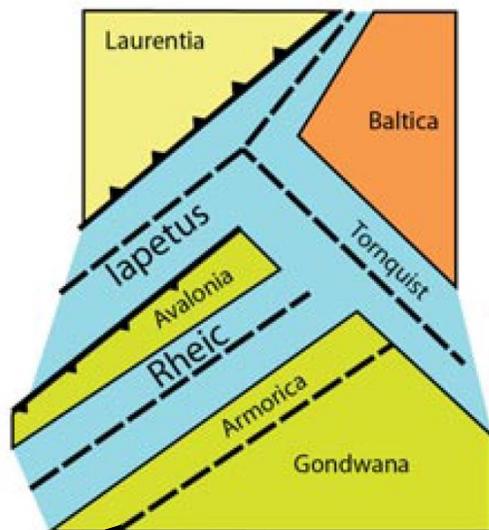
- ✓ les rhyolites et microgranites des petits massifs de Vairé, Saint-Martin-de-Brem, Château-d'Olonne, Talmont (Ordovicien inférieur) ;
- ✓ les rhyolites de Sauveterre visibles sur le littoral (Cambrien supérieur) ;
- ✓ les « Porphyroïdes » ( = anciennes ignimbrites et rhyolites) de La Sauzaie à Brétignolles-sur-mer, de La Chapelle-Hermier et de Mareuil-sur-Lay (Ordovicien inférieur),
- ✓ le protholite de l'orthogneiss de Mervent ...



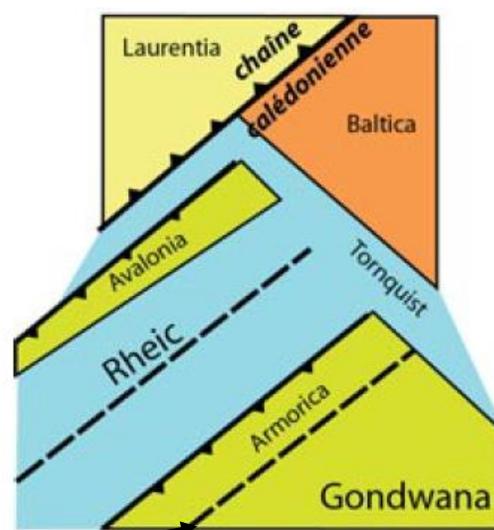
Cambrien inférieur  
(540 - 520 Ma)



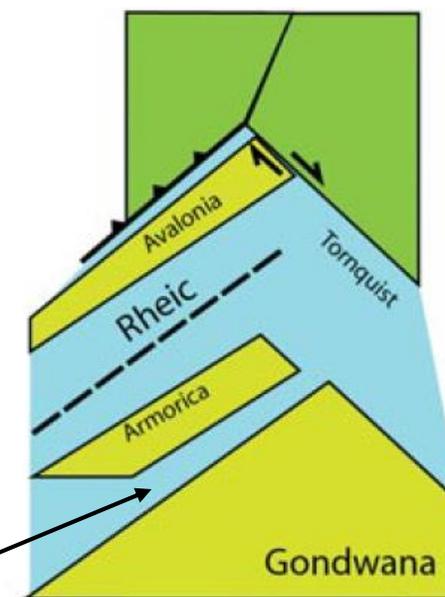
Ordovicien inférieur  
(490 - 470 Ma)



Ordovicien moyen-supérieur  
(470 - 445 Ma)



Silurien  
(435 Ma)



Début du rifting  
(volcanisme bi-modal)

Ouverture effective  
de l'Océan Centralien

## Exploitation

La carrière de la Vrignaie occupe une surface de 25 hectares dans un site de 65 hectares. Ouverte en 1970, elle a produit en moyenne un million de tonnes par an de roches en tout genre : blocs d'enrochement, cailloux pour ballast, granulats pour enrobage ou béton pour routes et travaux publics. Depuis 2010, une chute de la demande a réduit la production à 700 000 tonnes. Elle se classe parmi les toutes premières carrières du département.

### Ses plus belles références :

- Fourniture de gravillons pour enrobés à PSV élevé (60) pour zones accidentogènes sur toute la moitié Ouest de la France.
- Fourniture des granulats pour la route à 4 voies D 160 La Roche-sur-Yon - Les Sables d'Olonne (graves et gravillons pour enrobés), pour les contournements des Sables d'Olonne, de Challans, de Coëx.
- Fourniture d'enrochements pour tous les ports de la région : Noirmoutier, Saint-Gilles-Croix-de-Vie, Les Sables d'Olonne, La Rochelle...

## Synthèse

*L'importance de ce magmatisme acide déjà signalée (voir roche 3 du « Jardin de Roches »), mais aussi son caractère bimodal (association d'un volcanisme acide et basique dans le Choletais, filons de rhyolite et de dolérite dans la Formation de Sigournais, microgranite et filons de dolérite de Talmont) traduisent une distension du Domaine Sud-armoricain à la fin du Cambrien et début de l'Ordovicien.*

*Si la série du Choletais est la trace d'un rift qui a commencé à s'ouvrir dès le début du Cambrien, rifting qui s'est produit en **domaine cratonique** mais qui a finalement avorté, il n'en est pas de même du magmatisme des domaines vendéens qui est la manifestation d'une même tectonique extensive mais dans un **domaine de marge épicontinentale**.*

*C'est dans ce domaine de marge épicontinentale , au Sud des Mauges, que va s'ouvrir le futur Océan Centralien.*

**Roche 8 : Basaltes (= spilites) de la Meilleraie-Tillay (85)**

**Âge : 370 Ma - Dévonien supérieur**

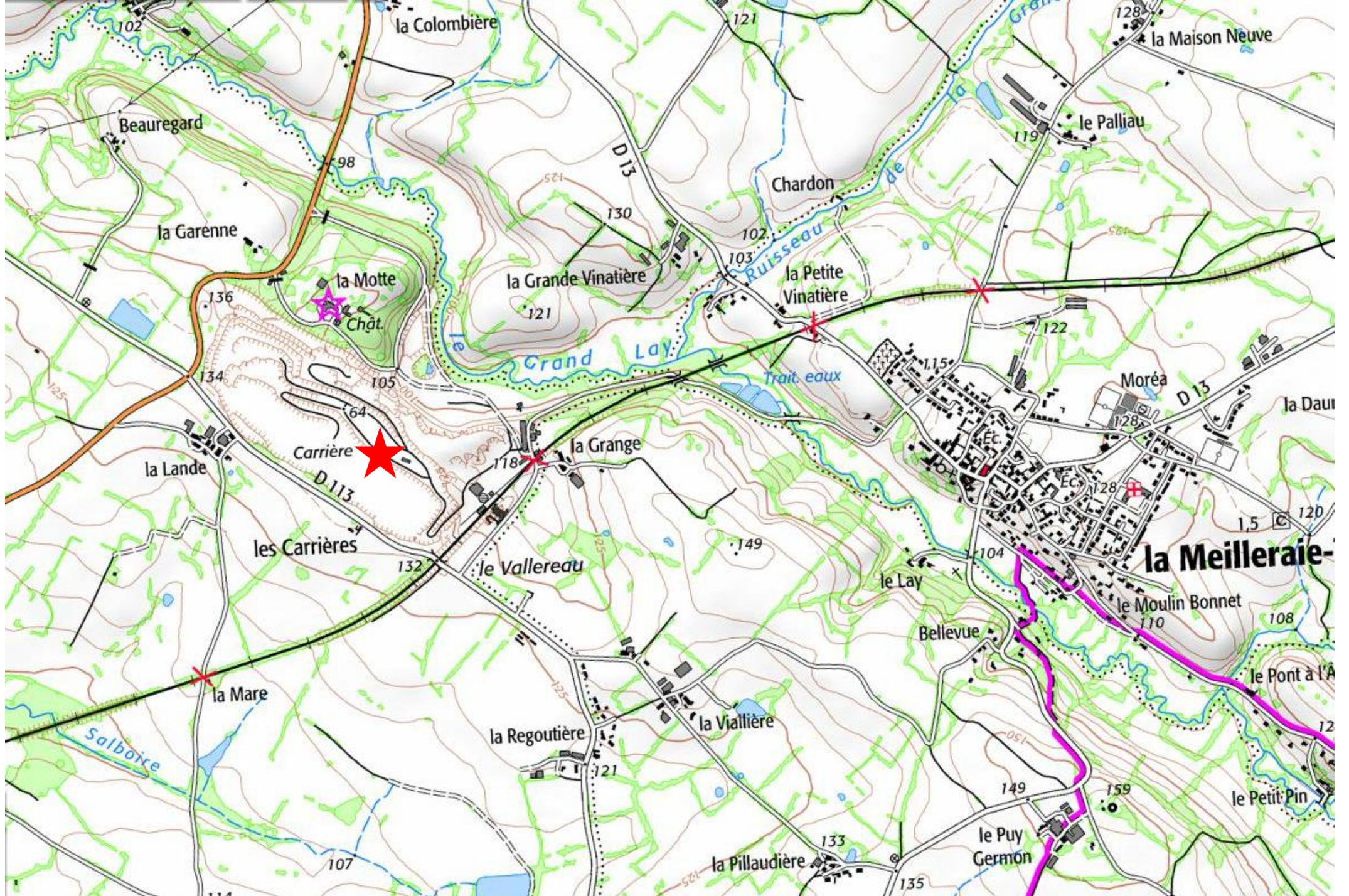
08

Basalte

**Catégorie :** Magmatique de surface  
**Commune :** La Meillerie Tillay (85)  
**Ère :** Paléozoïque  
**Période :** Dévonien

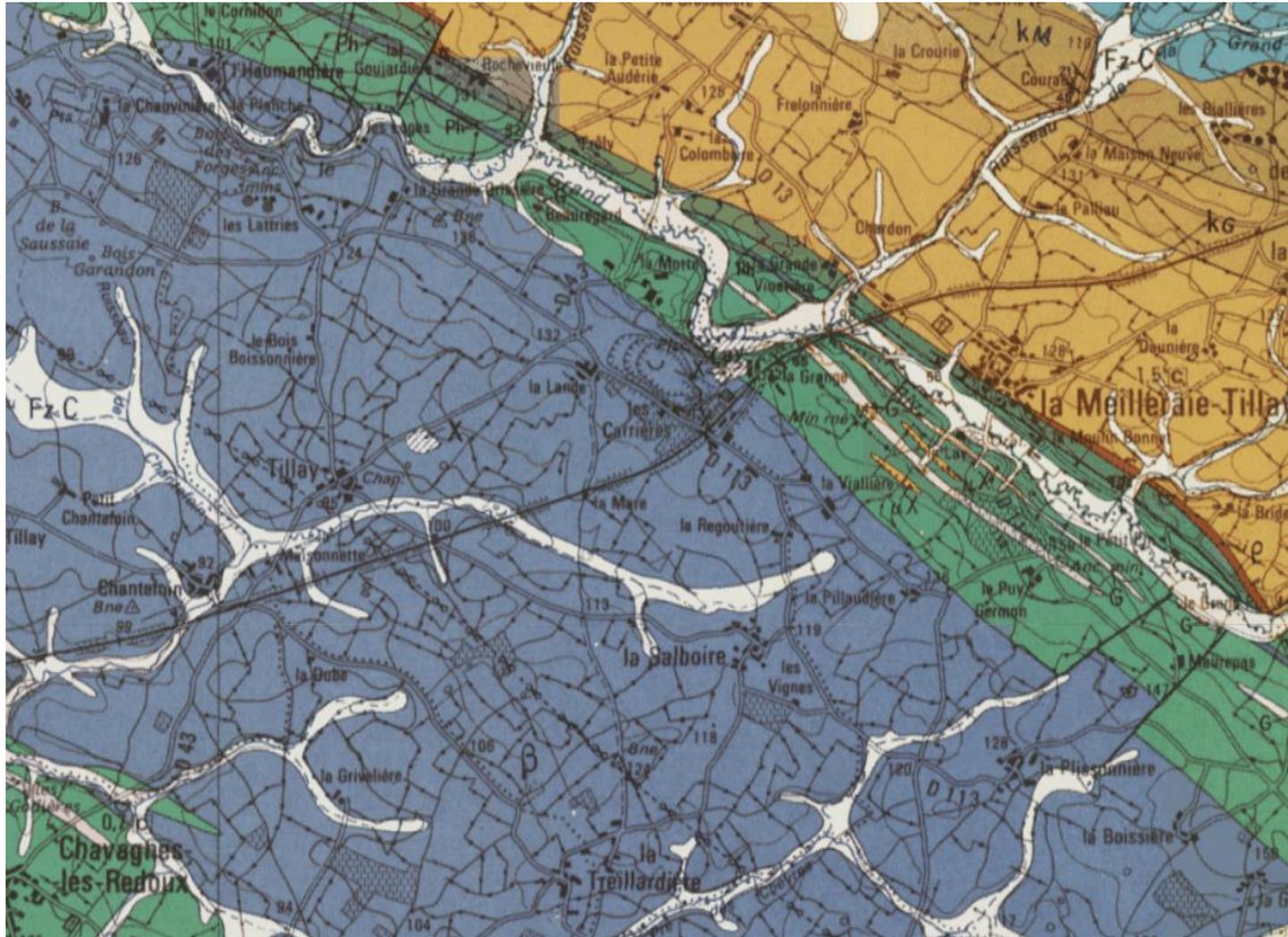












**β** Basaltes de la Meilleraie (Dévonien moyen ou supérieur)



**O<sub>m</sub>-S** Groupe de Réaumur (Ordovicien moyen à Silurien et Dévonien)



**μX** Filons de microquartzite graphiteux du Groupe de Réaumur



**O2** Grès armoricain (Arénigien = Floien)



**Ip** Rhyolites et ignimbrites de la Châtaigneraie (Cambro-Trémadocien)



**kM et kG** Formation de Montournais et Formation des Gerbaudières (Cambrien)







## Le basalte de la Meilleraie

Il s'agit d'un complexe volcanique basique de plus de 1000 m de puissance.

On peut y observer des coulées sous-marines à débit en pillows, des masses éruptives riches en tufs et des produits volcaniques à dominante explosive : bombes, brèches...

Des sills ou des dykes sont également visibles.

A l'affleurement, deux faciès peuvent être aisément distingués :

- un faciès sombre ; la roche est gris-vert sur une cassure fraîche. Elle est très pauvre en cristaux qui sont toujours de petite taille (faciès aphyrique). Seuls les cristaux de plagioclase sont nets ; le clinopyroxène est absent.

Ces **basaltes dits « sombres »** montrent par endroits une « disposition en strates » pentées vers le Nord-Est et qui font penser à des sills ou à des coulées (faciès effusif). Le débit en pillows peut être observé ce qui indique un volcanisme sous-marin.

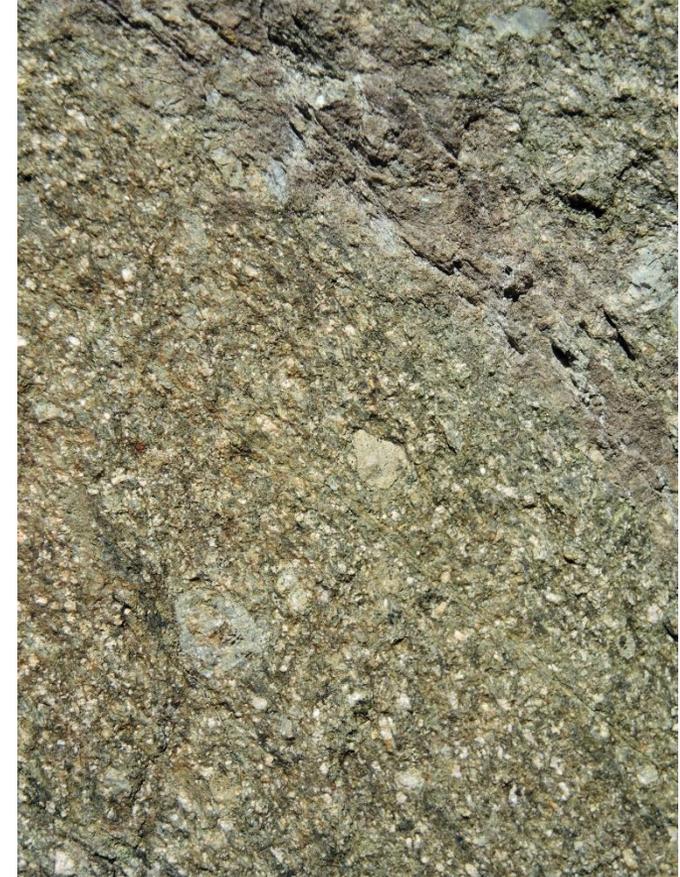
- intercalés entre ces coulées de « basaltes sombres », des niveaux plus clairs, jaunâtres à verdâtres et à débit schisteux, friables. Ils sont toujours constitués de laves mais cette fois-ci riches en phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène de taille parfois centimétrique et surtout en pyroclastites : cendres, tuffites (voir photos suivantes). Par opposition au faciès précédent, **ces basaltes sont qualifiés de clairs.**



**Basalte massif**



**Pillows de basalte**



**Faciès tuffacés**



**Bombe fuselée**



**Bombes et scories vacuolaires (à gauche de la pointe du marteau)**

# Géologie

L'étude pétrographique et minéralogique basée sur l'étude des clinopyroxènes reliques (D. Thiéblemont 1988) a amené l'auteur à distinguer en fait trois ensembles magmatiques :

- les « basaltes clairs » : ce sont toujours des laves, très vacuolaires, riches en phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène et en pyroclastites : cendres, tuffites. La nature de leurs clinopyroxènes reliques (champ des diopsides) permet de les apparenter aux **tholéiites d'arcs actuels**.
- les « basaltes sombres » : ce sont des roches massives, doléritiques, dont les plagioclases sont les seuls phénocristaux. L'analyse des clinopyroxènes poecilitiques (champ des augites) montre une **affinité tholéiitique** et permet de les rapprocher des **tholéiites de type N-MORB**.
- et des « basaltes intermédiaires », qui, comme leur nom l'indique, présentent des caractéristiques hybrides entre les deux types précédents. Ils sont plutôt sombres comme les « basaltes sombres » mais en diffèrent par le fait qu'elles peuvent être effusives et renfermer une faible proportion de phénocristaux de clinopyroxène comme les « basaltes clairs ». **La géochimie de leurs éléments traces a montré que ces « basaltes intermédiaires » peuvent être interprétés en termes de mélange entre magmas de type N-MORB et magmas de type arc.**

Finalement, il y aurait coexistence de deux lignées magmatiques :

- une lignée de type N-MORB (tholéiitique océanique) représentée par les basaltes « sombres »,
  - et une lignée calco-alcaline représentée par les basaltes « clairs »,
- les « basaltes intermédiaires » résultant d'un mélange des deux.

**Ces observations suggèrent une mise en place des deux magmas dans un contexte de bassin de type arc - arrière-arc.**

D'autre part, les « basaltes intermédiaires » et les « basaltes clairs » sont de toute évidence interstratifiés et par conséquent contemporains. En revanche, les « basaltes sombres » intrudent la pile volcanique sur toute sa hauteur (mise en place sous forme de sills et de dykes).

La constitution de la pile du « Complexe basaltique de la Meilleraie » se serait donc faite en deux étapes :

- d'abord, éruption des « basaltes clairs » et des « basaltes intermédiaires »,
- puis mise en place des « basaltes sombres » par réinjection dans la pile.

## Le volcanisme d'arc et son origine

Pour D. Thiéblemont (1988), le « Complexe de la Meilleraie » serait donc le témoin d'un magmatisme associé aux premiers stades de l'ouverture d'un bassin arrière-arc.

Et qui dit bassin arrière-arc dit obligatoirement arc volcanique !

Or, un volcanisme d'arc est toujours lié à la subduction d'une croûte océanique : un arc volcanique apparaît toujours à 100 km environ au-dessus du slab.

L'origine du volcanisme d'arc est bien connue. Elle s'explique de la façon suivante :

Une croûte océanique de nature exclusivement gabbroïque qui subducte se métamorphose. Le long du slab, les gabbros passent d'abord dans le faciès « schistes verts » (s'ils ne l'ont pas déjà fait sur le fond océanique par hydrothermalisme) puis dans le faciès « schistes bleus » (la glaucophane est une amphibole bleue) puis dans le faciès « éclogites ».

Or les amphiboles du faciès « schistes bleus » sont des minéraux très hydratés, riches en groupements hydroxyles OH<sup>-</sup>. En revanche, les grenats des éclogites sont des minéraux anhydres.

**Le passage du faciès « schistes bleus à glaucophane » dans le faciès « à éclogites » s'accompagne donc d'une déshydratation de la croûte océanique.**

Où va cette eau ?

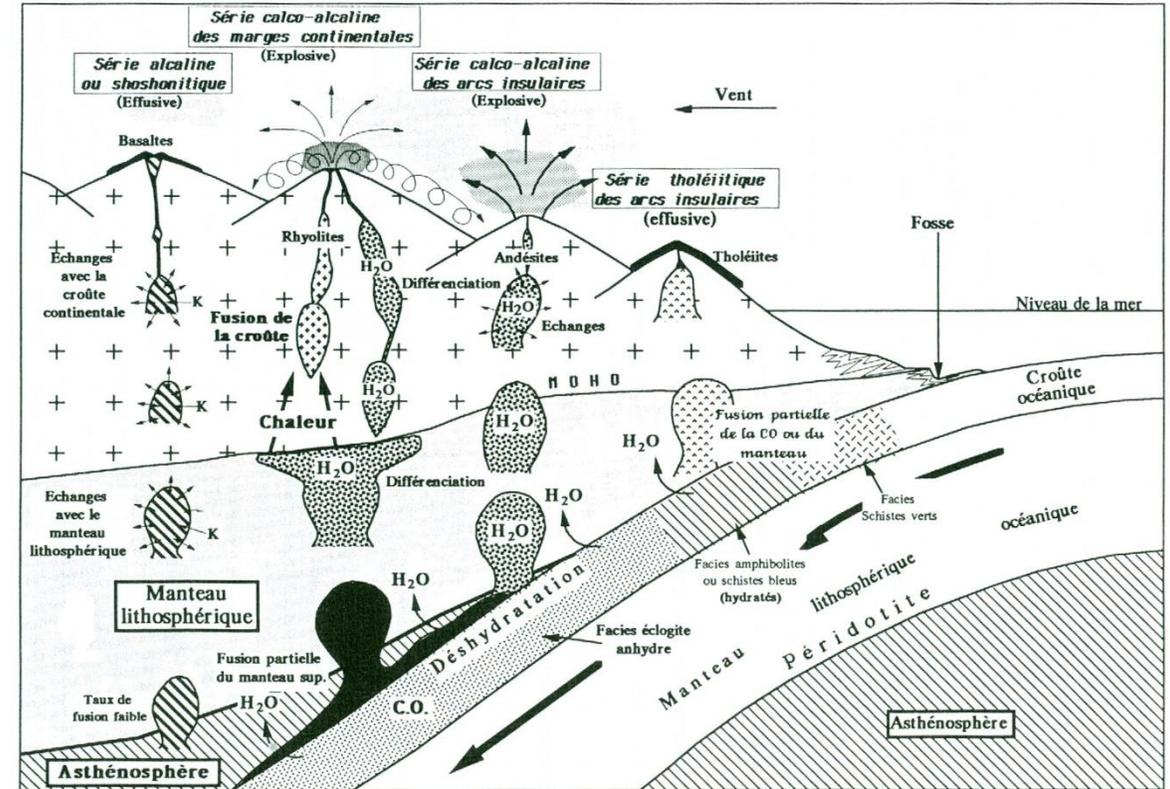
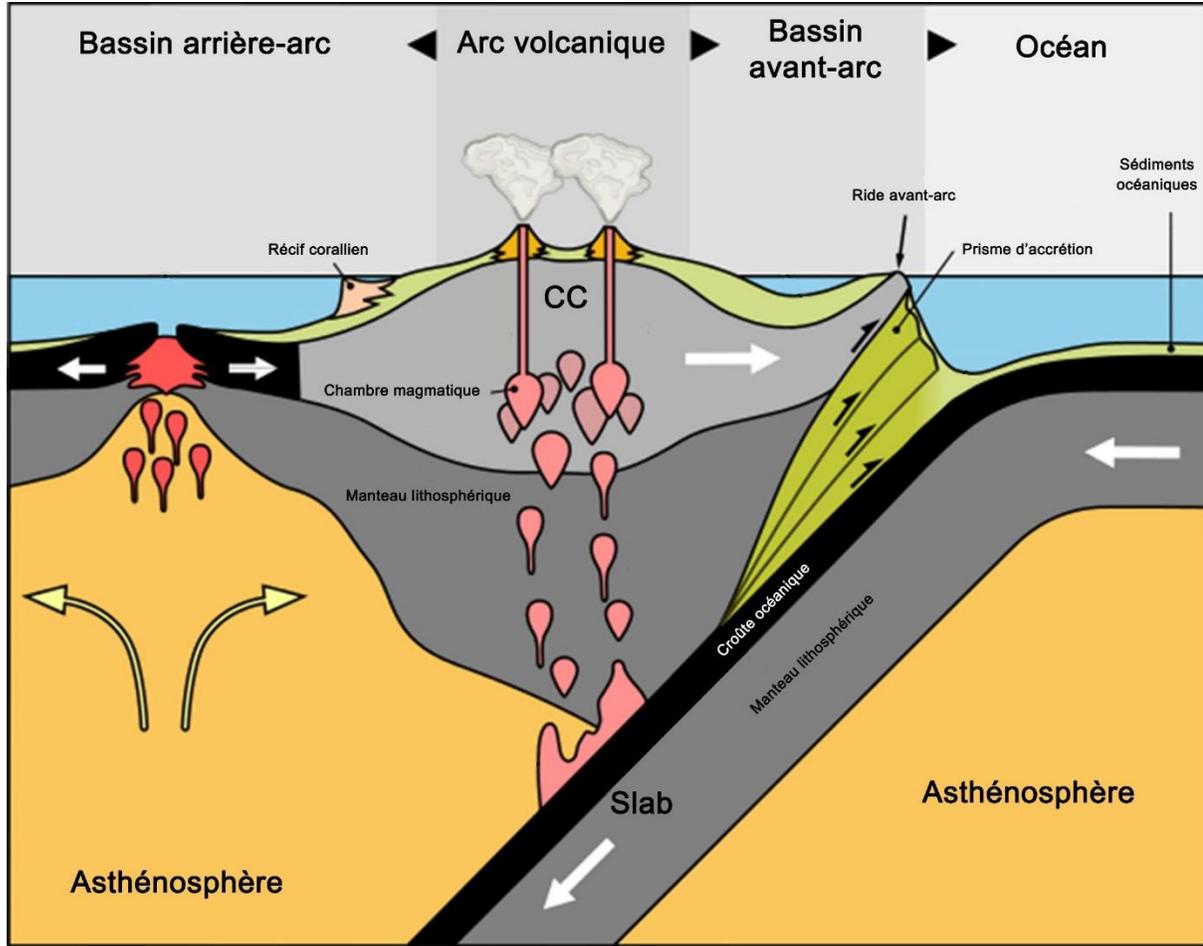
L'eau gagne le coin asthénosphérique qui chevauche le slab. Là, elle y provoque la fusion partielle de la péridotite mantellique. Du magma basaltique se forme qui ensuite monte.

S'il gagne rapidement la surface grâce à tout un réseau de failles, il sera responsable d'un volcanisme basaltique.

S'il traverse plus lentement la croûte continentale qui porte l'arc, il peut être contaminé par assimilation et donner des magmas andésitiques, un peu plus acides.

S'il stagne enfin assez longtemps dans des chambres magmatiques, il pourra donner naissance par cristallisation fractionnée et différenciation à des magmas rhyolitiques.

Tout est possible ! (voir diapo suivante).



## **A la recherche de l'océan perdu**

On a le bassin arrière-arc ! C'est le « Complexe de La Meilleraie ».

Il nous faut donc maintenant rechercher l'arc fossile et la croûte océanique fossile qui a subducté !

La croûte océanique fossile de l'Océan Centralien est connue (**voir roche 12 du « Jardin de Roches »**).

**Ce sont les amphibolites et les éclogites du Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts.**

### **Datation**

L'éclogitisation de la croûte océanique a été datée à  $436 \pm 15$  Ma soit de la limite Llandovery-Wenlock (Silurien inférieur) par PEUCAT sur les zircons des éclogites de la Gerbaudière.

Cette datation pose problème : on vient de le voir, c'est l'éclogitisation de la croûte océanique qui est à l'origine du volcanisme arrière-arc du Complexe de La Meilleraie. Or, celui-ci est d'âge Dévonien supérieur probable (380 Ma). Cela fait un laps de temps relativement long (50 Ma) entre les deux phénomènes.

En fait, il n'y a pas de preuve que les zircons datés soient néoformés lors du métamorphisme éclogitique.

**Hypothèse : L'âge de  $436 \pm 15$  Ma pourrait correspondre à celui du protolithe magmatique : le gabbro. Il serait donc celui du début de l'accrétion océanique !**

## Recherche de l'arc volcanique

**C'est l'Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers. Elle représente l'écaille d'un paléo-arc insulaire.**

On y a mis en évidence deux séries distinctes à caractère ortho-dérivé, schématiquement :

- **la Série de Pont-Charron** à basaltes, ferro-basaltes et plagiogranites caractérisée par un volcanisme effusif dans une zone en extension : un bassin « avant-arc ».

- **et la Série du Petit-Lay** à affinité « arc », à basaltes andésitiques, andésites et rhyolites à évolution de type calco-alcalin et qui se manifeste par un volcanisme explosif.

**Il existe manifestement un cogénéisme entre ces deux séries de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers et le Complexe de La Meilleraie. L'existence d'un ensemble bassin avant-arc - arc - bassin arrière-arc est donc fortement probable.**

On peut par conséquent supposer que cet ensemble se soit mis en place à la limite Dévonien moyen-Dévonien supérieur.

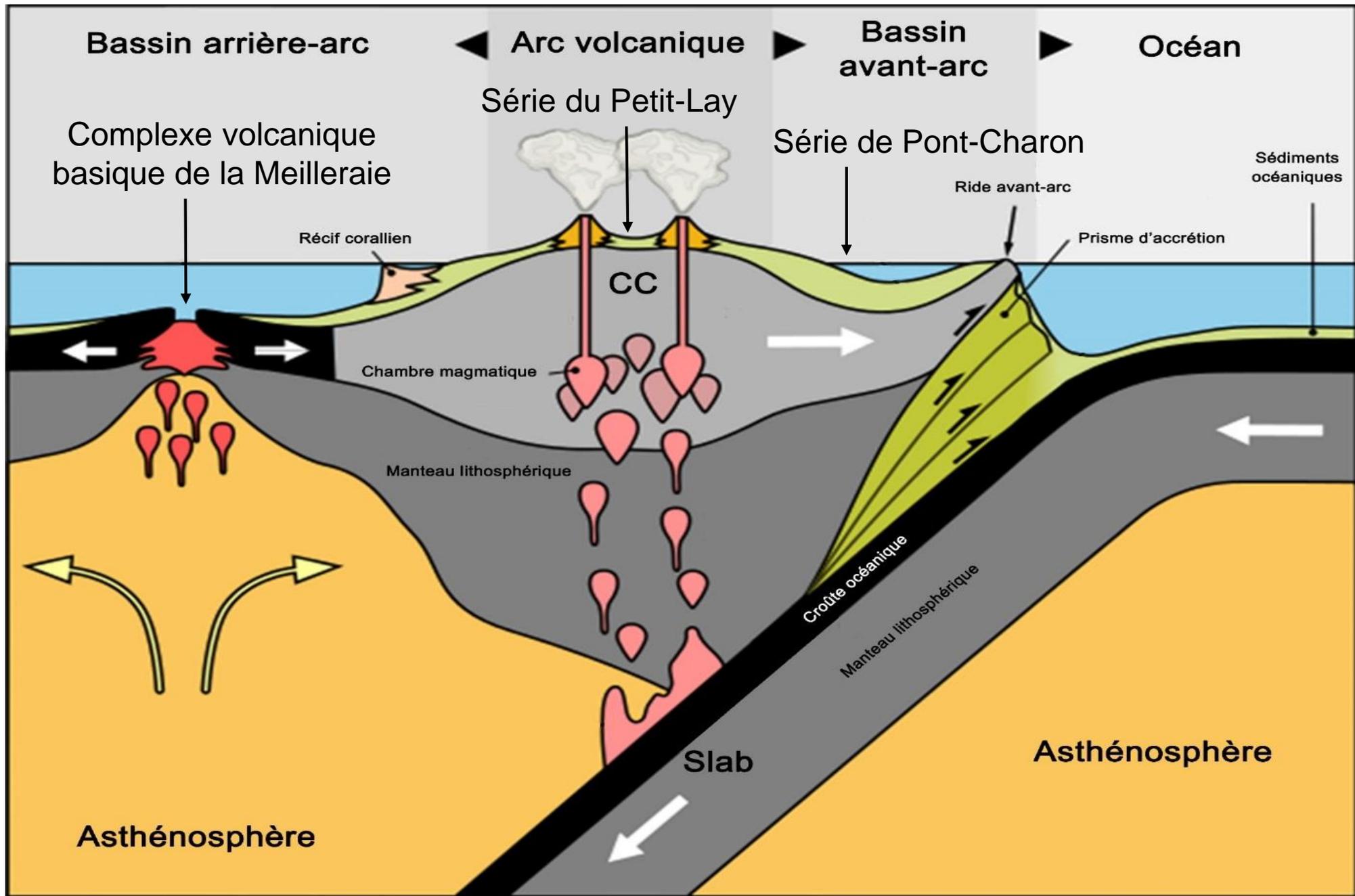
Si l'on admet un pendage du slab voisin de 45° et une vitesse d'expansion océanique de 5 cm/an, il faut seulement 3 Ma pour que la croûte océanique de l'Océan Centralien passe de la fosse de subduction à la profondeur de 100 km (profondeur de l'éclogitisation).

On peut donc admettre que la subduction a débuté au Dévonien moyen.

Dans l'hypothèse où la datation de PEUCAT (436 Ma) ne serait pas celle de l'éclogitisation mais celle de l'accrétion océanique et en supposant toujours un taux d'expansion océanique de 5 cm/an, l'Océan Centralien aurait atteint au Dévonien moyen une largeur de près de 2000 km !

Des arguments paléontologiques iraient à l'encontre d'une telle importance de l'Océan Centralien. On pense plutôt que de nombreuses microplaques ou « terranes » devaient exister entre les marges armoricaine et gondwanienne de l'Océan Centralien ; que le domaine Sud-armoricain devait ressembler à une véritable « mégabrèche » de blocs continentaux séparés par des domaines marins peu étendus, un peu à l'image de ce que l'on voit aujourd'hui sur la bordure Ouest-Pacifique où des micro-plaques sont en train de disparaître dans des subductions ou ont même été complètement englouties !

On voit donc toute la complexité de la géologie de la bordure Sud du Massif Armoricaïn !



## Exploitation

Les carrières de la Meilleraie et des Lombardières exploitent le metabasalte, roche de densité élevée (2,9 à 3).

Elle produisent toutes deux des granulats utilisés pour la confection de béton prêt à l'emploi, d'enduits et d'enrobés routiers et autoroutiers.

<https://www.youtube.com/watch?v=imR1f0x7RKs>

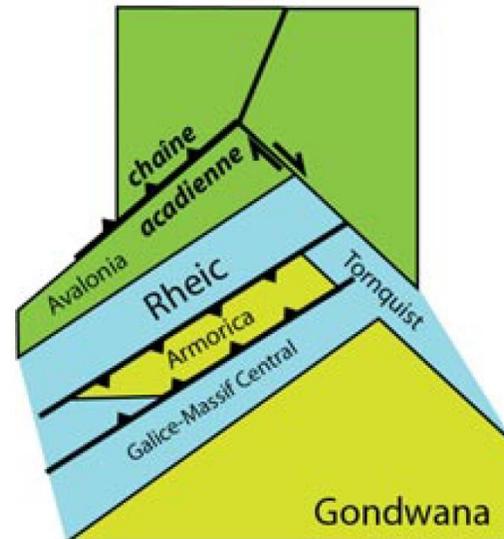
## Synthèse

*Au Dévonien inférieur, peut-être à la limite Silurien-Dévonien, l'Océan Centralien commence à se fermer par subduction de sa croûte océanique.*

*Cette subduction engendre la formation d'un arc volcanique puis d'un bassin arrière-arc représentés aujourd'hui respectivement par l'Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers et le Complexe basaltique de la Meilleraie.*

*Le bassin arrière-arc n'a pas dû avoir une extension importante ; il n'y a pas eu accrétion d'une véritable croûte océanique. La distension a seulement « déchiré » la croûte continentale pour permettre la venue de magma basaltique dans un milieu marin peu profond comme l'attestent les pillows, les niveaux de tuffites (volcanisme aérien) et la présence dans les environs des Essarts de rares récifs coralliens dévoniens.*

Dévonien inférieur (420-410 Ma)



**Roches 9 : Amphibolites et orthogneiss de La Haye-Fouassière (44)**

**Âge : entre 350 et 315 Ma - Carbonifère**

09

Amphibolite  
et gneiss

**Catégorie :** Métamorphique

**Commune :** La Haye Fouassière (44)

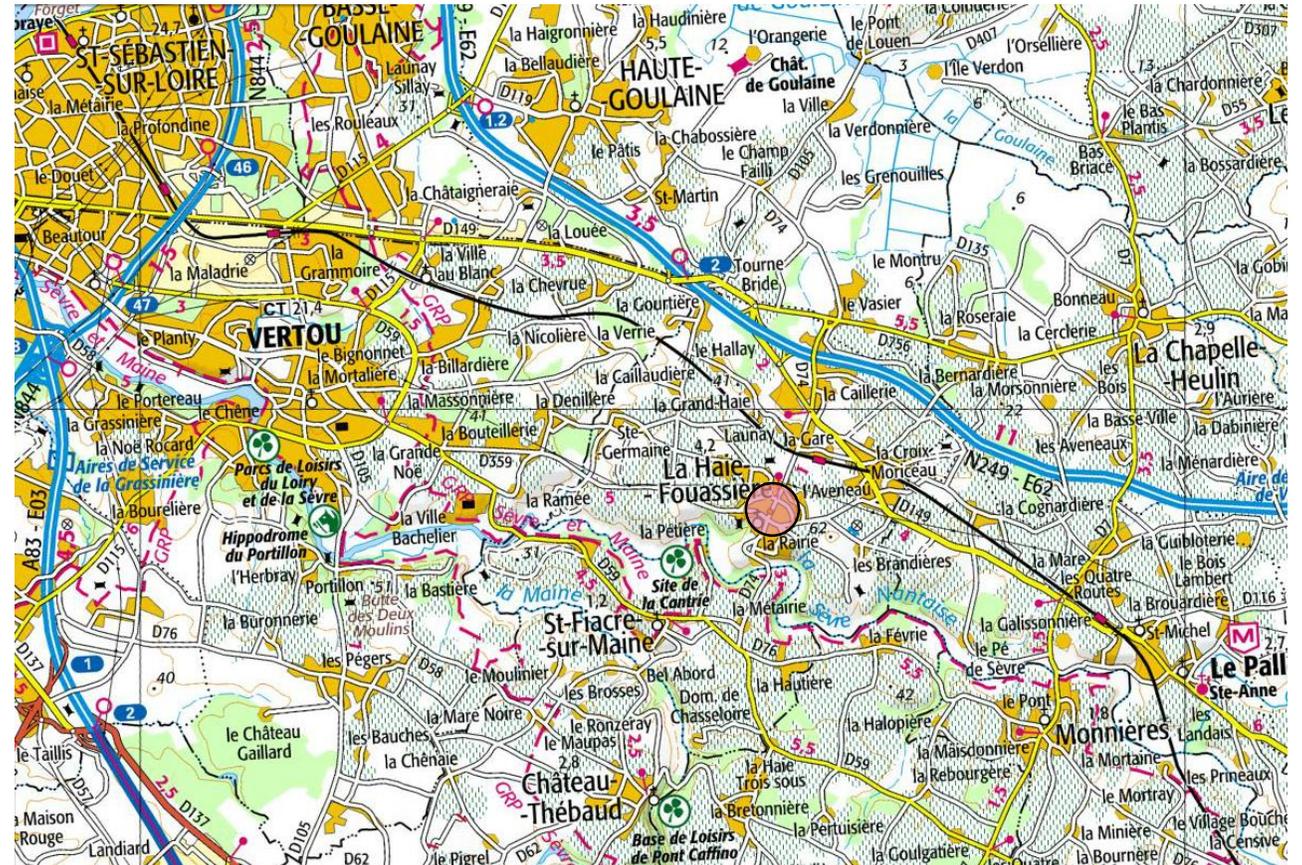
**Ère :** Paléozoïque

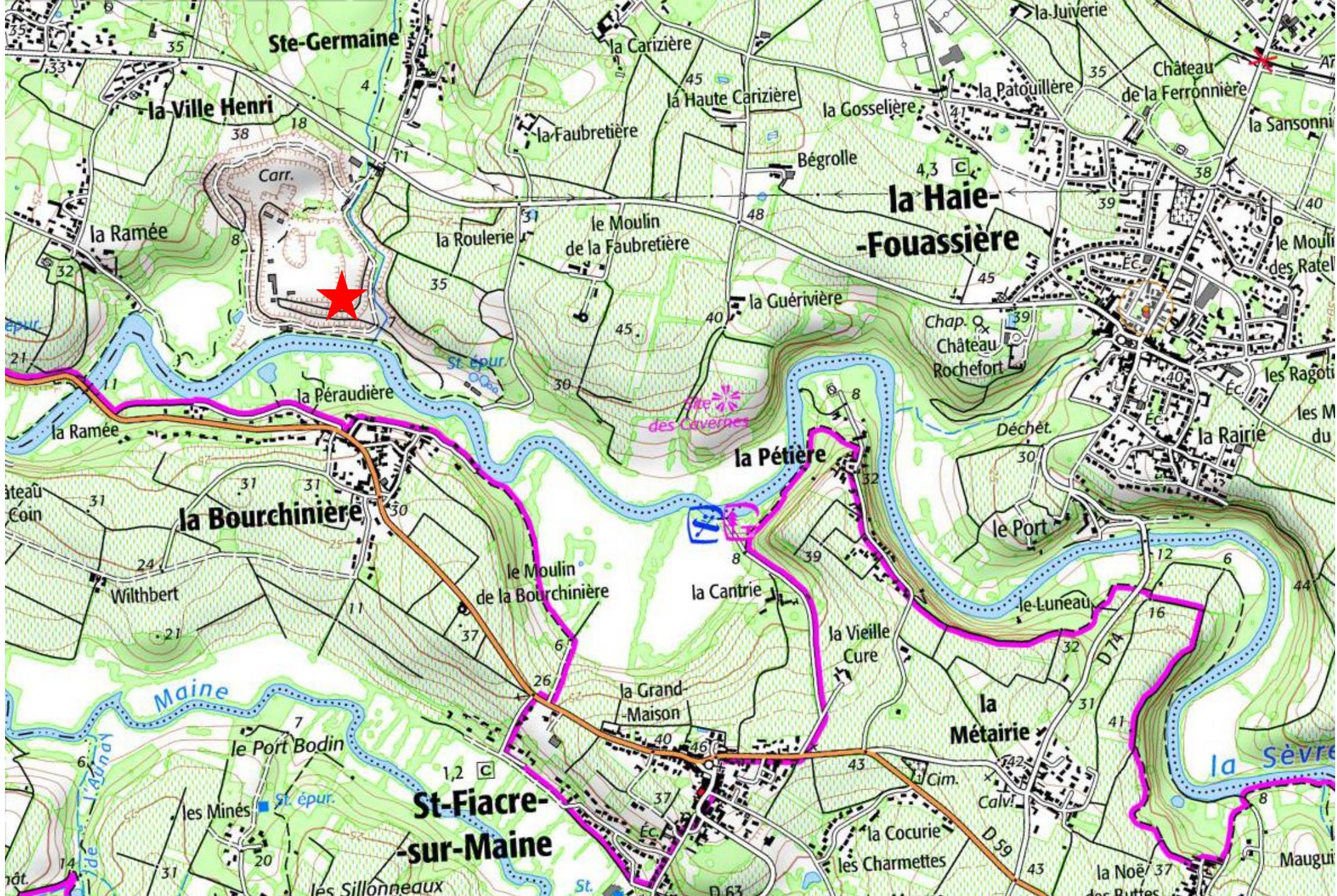
**Période :** Carbonifère



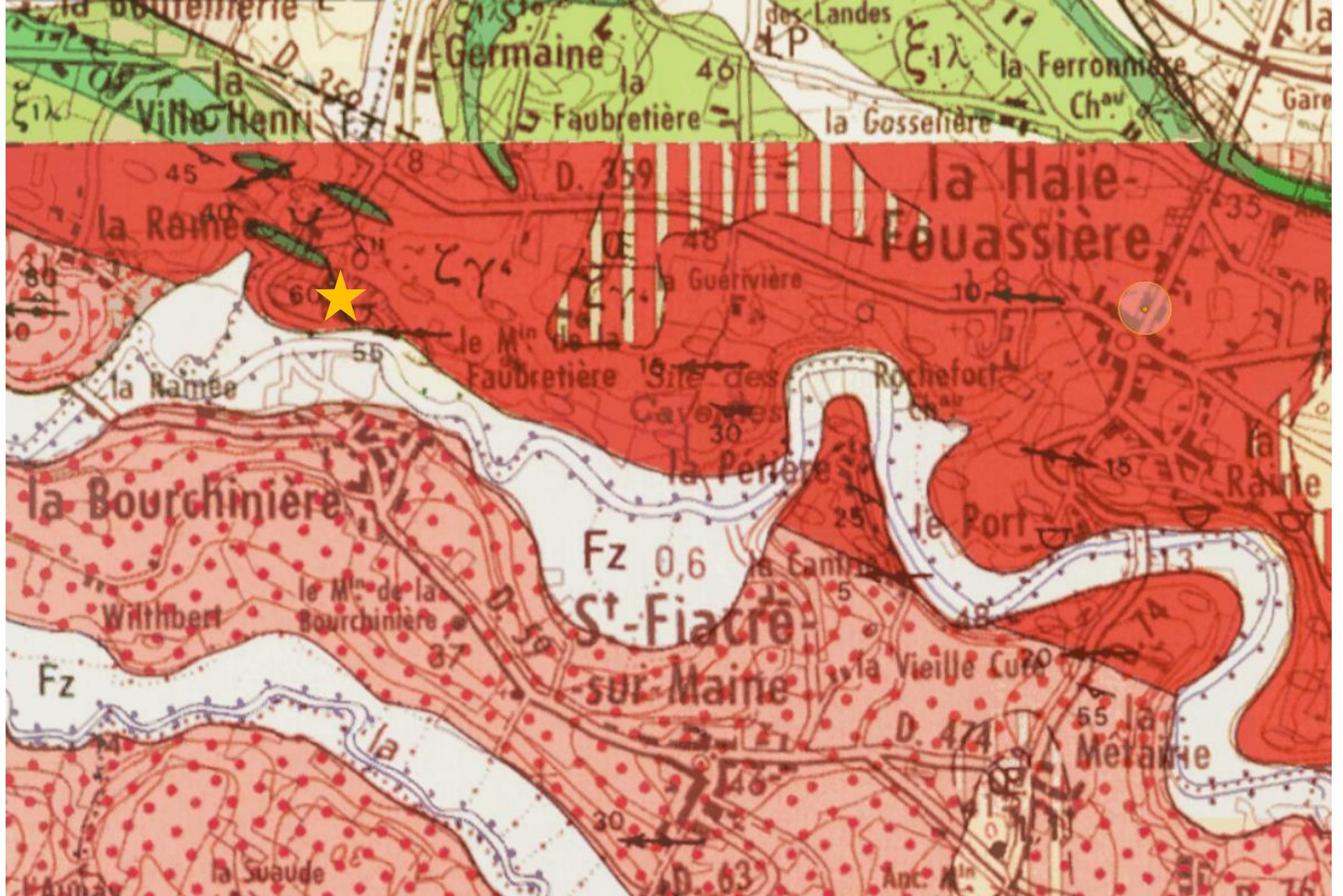
## Situation géographique

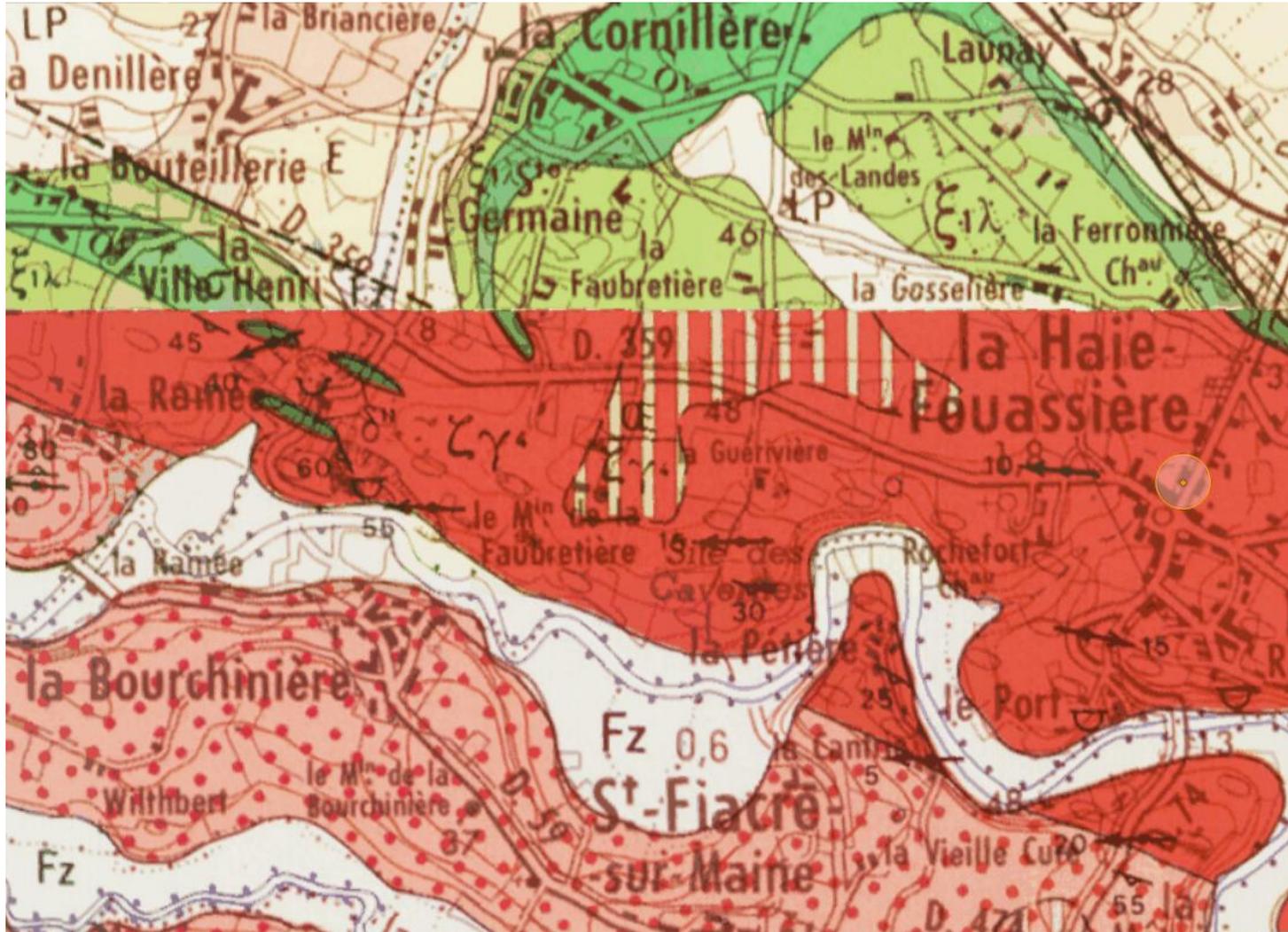
La carrière de la Faubretière exploite aujourd'hui les mêmes amphibolites et orthogneiss que l'ancienne carrière de la Ramée, située juste à côté mais sur l'autre rive de la Sèvre nantaise. Ces roches affleurent en bancs étroitement associés au sein d'un encaissant de gneiss à deux micas selon une direction conforme à celle de ces gneiss encaissants, c'est-à-dire NO-SE (direction Sud-armoricaine).











δ11 Amphibolites



ζγ4 Orthogneiss de la Ramée - La Haie-Fouassière



ζm<sup>3-7</sup> Gneiss à deux micas - Gneiss à biotite et sillimanite



ξ1λ Micaschistes des Mauges







**Catégorie :**  
**Commune :**  
**Ere :**  
**Période :**

Paléozoïque  
Carbonifère



## Les orthogneiss ou métagranites de la Ramée

**Cette carrière constitue un remarquable exemple de la déformation d'un granite porphyroïde à biotite et grenat, roche de chimisme acide, en climat métamorphique mésozonal.**

A l'étage supérieur côté Ouest, quelques bancs massifs sont faits d'un granite porphyroïde à biotite contenant de petits grains de grenat (peu fréquents). On voit au microscope que les porphyroblastes sont des cristaux de plusieurs centimètres de microcline perthitique finement moiré, entourés de bourgeons de myrmékite. Leur matrice est faite de quartz, d'oligoclase et de microcline en individus plus petits ; la biotite brun-rouge paraît appartenir à deux générations : des paillettes de plusieurs millimètres ont en effet leurs bords corrodés et çà et là, sur ces bords, poussent de nouvelles petites paillettes. Cette biotite contient de nombreux prismes de zircon et de sphène ; elle peut être légèrement chloritisée. De beaux cristaux d'allanite métamictes sont présents (1 mm).

Ce granite, dépourvu de muscovite, est orienté. Son orientation générale est plus sensible en lames minces que sur échantillon ; elle est due à une déformation de la roche dont on peut étudier la progression. Elle s'est réalisée à une température suffisamment élevée pour que la biotite et le grenat ne soient pas détruits, mais partiellement recristallisés sur place, après avoir exsudé quantité de sphène.

Cette déformation se fait en plusieurs étapes marquées par la fracturation des grands microclines en mosaïque de fragments plus petits, par une dispersion de ceux-ci en lignes parallèles à la linéation. Le quartz recristallise et « lubrifie » ces mouvements.

- La première étape conduit à un gneiss largement œillé dans lequel le quartz dessine des rubans polycristallins plaqués sur des files de biotites émiettées ; les gros microclines perthitiques sont simplement déformés.

- Au cours de l'étape suivante, les yeux de microcline s'allongent dans le sens de l'étirement et s'éloignent les uns des autres. La linéation se marque de plus en plus, le granite n'est plus reconnaissable sauf en sections perpendiculaires à la linéation. Les grands microclines s'écrasent en une mosaïque d'individus plus petits qui s'alignent en files ; la biotite suit le mouvement, mais reste biotite ; les rubans de quartz s'amincissent, recristallisent et tendent à prendre l'aspect de quartz en plaquettes.

- Étape ultime : la roche atteint une déformation maximum qui la transforme en leptynite. Les yeux feldspathiques disparaissent ; on peut tout au plus les localiser à de minces traînées feldspathiques légèrement renflées (1 à 5 mm), longues de 5 à 10 cm. La linéation est si forte qu'elle masque complètement les plans de foliation. La roche acquiert un débit « en crayons » ; elle est devenue une fine leptynite.

**Toute cette évolution se déroule dans la zone à biotite. Les affleurements montrent l'absence de transition entre ces stades de déformation ; c'est en 2 ou 3 cm que l'on passe soudainement du gneiss œillé à la leptynite.**

## Les amphibolites de la Ramée

Les amphibolites sont constituées de hornblende verte et de plagioclase en quantité variable souvent faible. **Ce sont des roches de chimisme basique qui peuvent dériver par métamorphisme de basaltes ou de gabbros.**

A la carrière de la Ramée, elles sont ponctuées de taches plus sombres, centimétriques, qui ne correspondent à aucun minéral particulier. Cette pigmentation est-elle à mettre en rapport avec le métamorphisme de contact de l'orthogneiss ? ou avec des restites de minéraux comme des pyroxènes ? Aucun argument ne permet actuellement d'en décider.

**Des lentilles de serpentinites** sont incluses dans les amphibolites à la Grande Noë (feuille Nantes) ; à Launay (feuille Vallet, juste au-delà des limites NO et N de la feuille Clisson) et enfin à la Mercredière (feuille Clisson à l'Est de la Haie-Fouassière). Leur diamètre est compris entre 20 et 100 m ; toutes sont profondément silicifiées, les mailles d'antigorite (= serpentine) sont pseudomorphosées par du quartz et de la calcédoine, traduisant le passage à la birbirite. L'âge de cette silicification est inconnu mais pourrait être éocène.

A 100 m au Nord-Est de la Mercredière, le long et au Sud de la route N 148 bis, dans une vigne jouxtant un petit bois, Baret et G. de Lisle découvrirent, il y a bientôt un siècle, un gisement de **saphir** étoile. Des fouilles faites sur les lieux à la pelle mécanique n'ont pas permis de retrouver la roche-mère du saphir. Elles ont montré cependant que, sous 4 m de terre végétale et de sables roux pliocènes, il y avait une amphibolite dont la surface enterrée était accidentée et qu'à une vingtaine de mètres au Sud de l'endroit où se recueillent les saphirs, un pointement (50 m de diamètre) de serpentinite silicifiée était sub-affleurant, formant une légère éminence. On ne connaît aucun échantillon de la roche ayant renfermé ce corindon. De petits amas de muscovite adhérant à un groupement de cristaux de 2 à 3 cm laissent à penser qu'il pouvait s'agir d'une roche feldspathique : une plagioclase à corindon dont l'existence s'expliquerait par la présence de la serpentinite. Plusieurs gisements identiques ont été décrits par F.H Forestier dans les serpentinites du Haut-Allier (Massif Central français) où il semble que la cristallisation de ces roches exceptionnelles soit liée à un métamorphisme de très haut degré (faciès granulite) de l'encaissant. Nous aurions à la Mercredière une restite d'un tel épisode catazonal.

Lien pour voir les saphirs de la Mercredière : <http://www.mindat.org/loc-56927.html>

**Les serpentinites sont d'origine mantellique. Elles dérivent de péridotites du manteau, roches ultrabasiques.**

## **Que peut-on penser d'une telle association orthogneiss ou méta-granites parfois déformés en leptynites – amphibolites avec lentilles de serpentinites ?**

Une telle association est encore appelée C.L.A pour « **Complexe Leptyno-Amphibolique** ».

Les orthogneiss ou méta-granites et les leptynites sont des roches acides, les amphibolites des roches basiques.

Leur association définit par conséquent un ensemble à chimisme bi-modal que l'on considère aujourd'hui comme caractéristique de zones en distension, de rifts continentaux par exemple.

On pourrait y voir aussi un complexe ophiolitique.

**Quand ce rift ou ce domaine océanique aurait-il existé?** Les protolithes granitiques et basaltiques ou gabbroïques n'ont pas été datés.

**Des questions se posent alors :**

- **quels sont les rapports de ce C.L.A avec le Complexe de Champtoceaux voisin ?**
- **ou avec la ligne tonalitique limousine (L.T. L) qui borde la limite Nord (faille de Gorges à la Romagne ) du Massif de Clisson-Mortagne et qui comprend le gabbro du Pallet et les nombreux petits batholites granitoïdiques des environs de Cholet ?**

En effet, on est ici dans une zone très complexe, à la confluence du Complexe de Champtoceaux au Nord, de l'Unité des Mauges à l'Est et du Massif granitique de Clisson-Mortagne au Sud-Est (voir diapositive suivante).

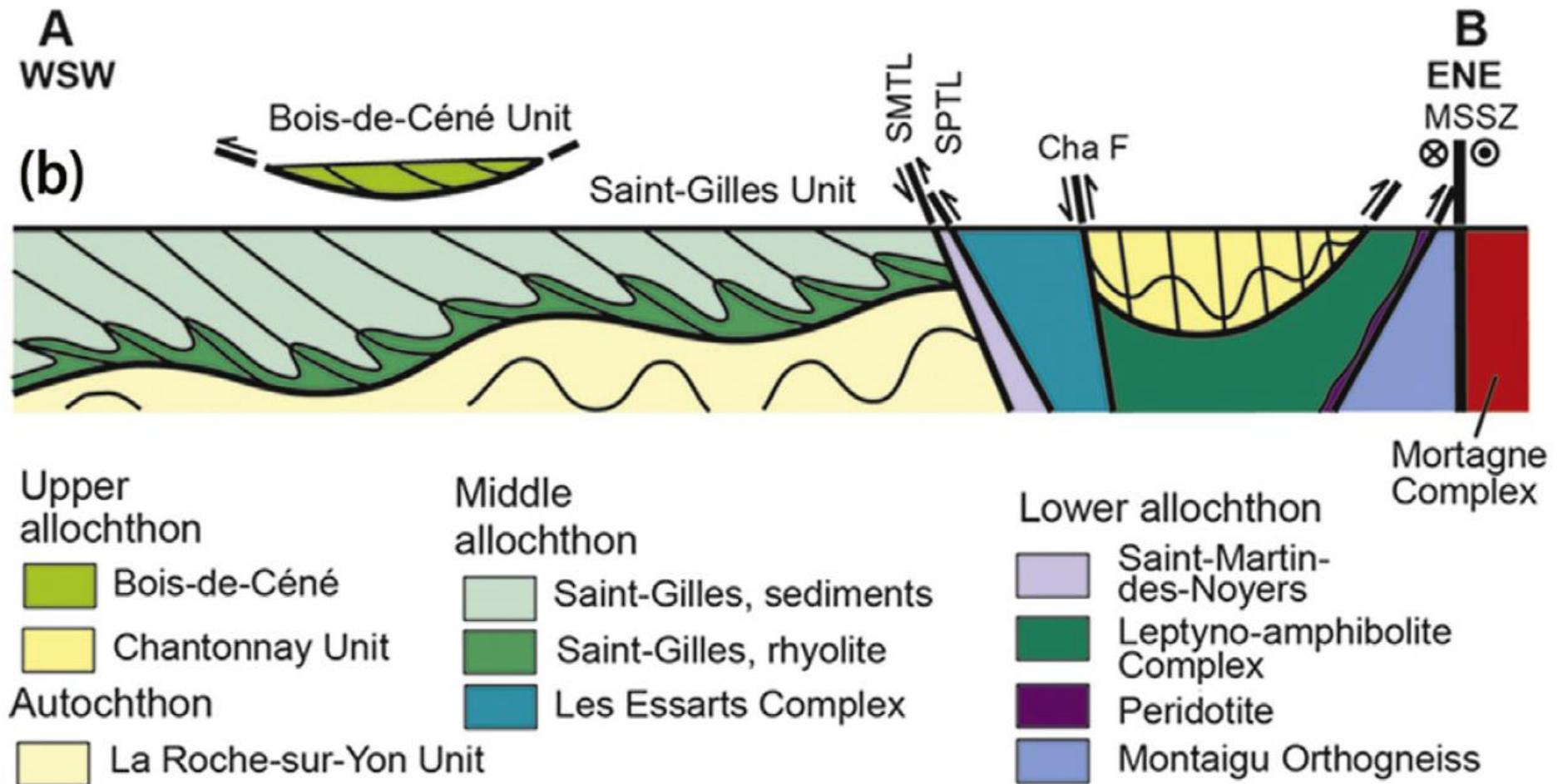
Et on remarque aussi que toutes ces unités sont interrompues à leur extrémité occidentale, près de Vertou, par le CSA (Cisaillement Sud-armoricain), accident majeur à jeu dextre au niveau duquel elles ont été profondément comprimées, étirées, laminées.

C'est cet accident qui a déformé en cisaillement toutes les roches de la Haie-Fouassière : le granite en méta-granites et orthogneiss puis en leptynites.

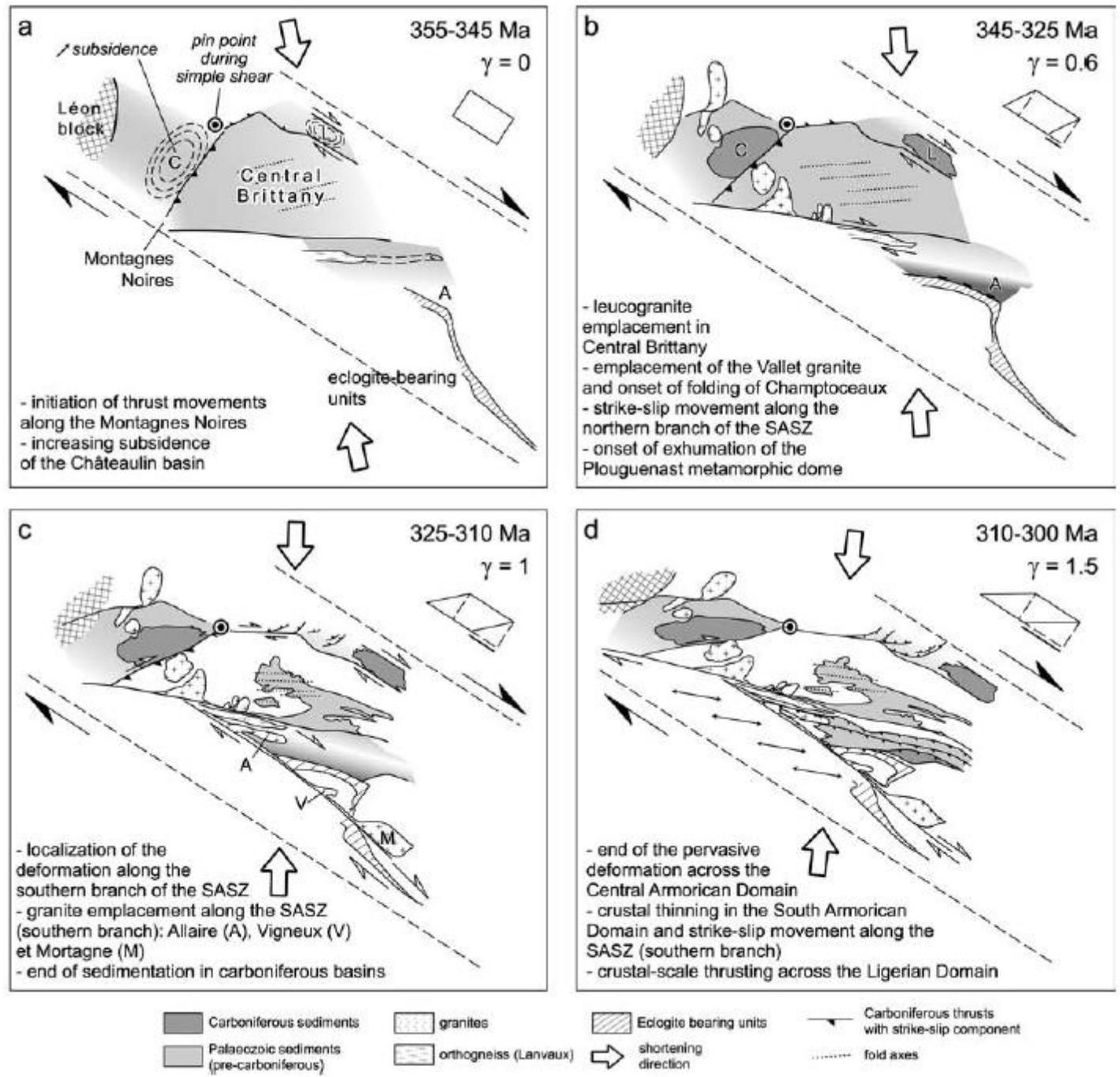
C'est peut-être lui aussi qui a remonté la péridotite et l'a transformée en serpentinites.



On peut aussi remarquer que de l'autre côté du CSA représenté sur la figure ci-dessous par la Montaigu-Secondigny Shear-Zone (= MSSZ) affleure le Complexe leptyno-amphibolique de Montaigu également constitué de leptynites et d'amphibolites reposant sur une semelle de péridotite. On peut alors supposer une continuité entre ce Complexe et celui de Champtoceaux comme l'a déjà indiqué C. GUMIAUX dans sa thèse -2003 - (voir diapositive suivante).



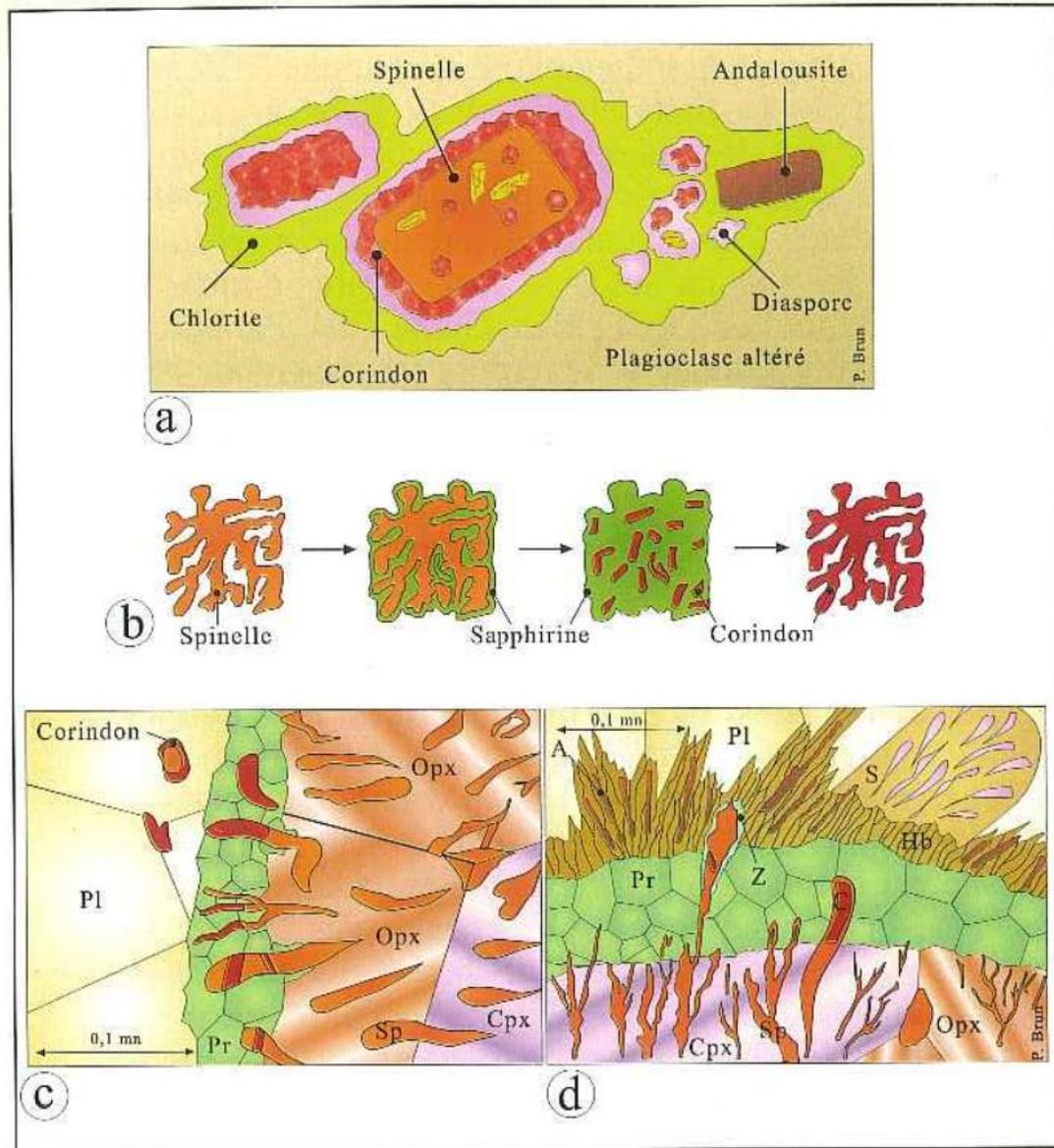
Extrait de « Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques » - C. Gumiaux (2003)



## Le rubis de Champtoceaux (Bretagne méridionale)

Les péridotites serpentinisées du "Pont de Louen", à l'est de Nantes (feuille de Vallet à 1/50 000), contiennent de nombreuses lentilles de gabbros, plagioclasites et pyroxénites ayant recristallisé dans le faciès granulite (Lasnier, 1974). L'apparition du rubis est contemporaine de l'hydratation des troctolites et des gabbros à olivine par remplacement systématique du spinelle lorsque ce dernier se trouve isolé du pyroxène (ortho ou clinopyroxène) par une auréole de pargasite (figures n°10c et 10d).

Fig. 10 : a- La plumasite de Treignac (Haut-Allier) - Prismes formés d'un agrégat de spinelle vert dans et autour duquel germent des prismes automorphes désorientés de saphir bleu (au centre du dessin). Amas de corindon dans lequel le spinelle a disparu (à gauche). Amas de corindon et développement ultérieur d'andalousite, et auréole de diaspore et de chlorite (à droite). Le plagioclase est transformé en scapolite, préhnite et produits serpentineux (Lasnier, 1977) ; b- Les amphibolites à rubis de la région de Chantel (Haut-Allier) - Mode de transformation du spinelle en saphirine puis corindon. Une auréole de saphirine épouse les contours du spinelle, puis des germes ou prismes de corindons se développent sur la saphirine avant que le corindon substitue l'ensemble minéral (Lasnier, 1977) ; c- Les gabbros coronitiques à corindon de Champtoceaux (Bretagne) - Mode de transformation du spinelle (sp) en corindon. Le spinelle est en granules et vermicules dans les orthopyroxènes (Opx) et les clinopyroxènes (Cpx) en voie de transformation en pargasite (Pr). Le plagioclase (Pl), les pyroxènes Opx et Cpx sont à sutures rectilignes (roche à structure granuloblastique). Le plagioclase (Pl) est à sutures rectilignes (Lasnier, 1970) ; d- L'amphibolitisation des gabbros de Champtoceaux peut se présenter sous la forme d'une association symplectique (S) de hornblende verte (en rose) dans un plagioclase plus sodique (en jaunâtre ; Lasnier, 1970).



# Exploitation

Les sables, graviers et graves tirés des amphibolites et orthogneiss sont utilisés :

- dans la construction : remblais sous dallage, béton, mortier et enduits, hérisson sous dalle...
- dans l'assainissement : filtre à sable, remblaiement de tranchées, drainage...
- pour la confection des allées et voies d'accès : couche d'assise ou sous-couche de voies de circulation, de parkings, de plateformes, d'allée piétonne...
- pour les jardins et la décoration de jardin : bacs à sable, aménagement de cours, jardins japonais et paysager, rempotage en mélange avec la terre végétale...



## Synthèse

*Les amphibolites et les orthogneiss de La Haye-Fouassière représentent certainement un ancien complexe leptyno-amphibolique en continuité avec celui de Montaigu situé au-delà du CSA. donc peut-être un ancien rift qui a été océanisé.*

*Le point important à noter est que cet ensemble a été intensément déformé par le CSA à la fin du Carbonifère à tel point que le granite est devenu méconnaissable ; il a été transformé en leptynite.*

Roches 10 absentes

Amphibolites et serpentinites de  
Saint-Omer-de-Blain

Responsable : J-P Lorand

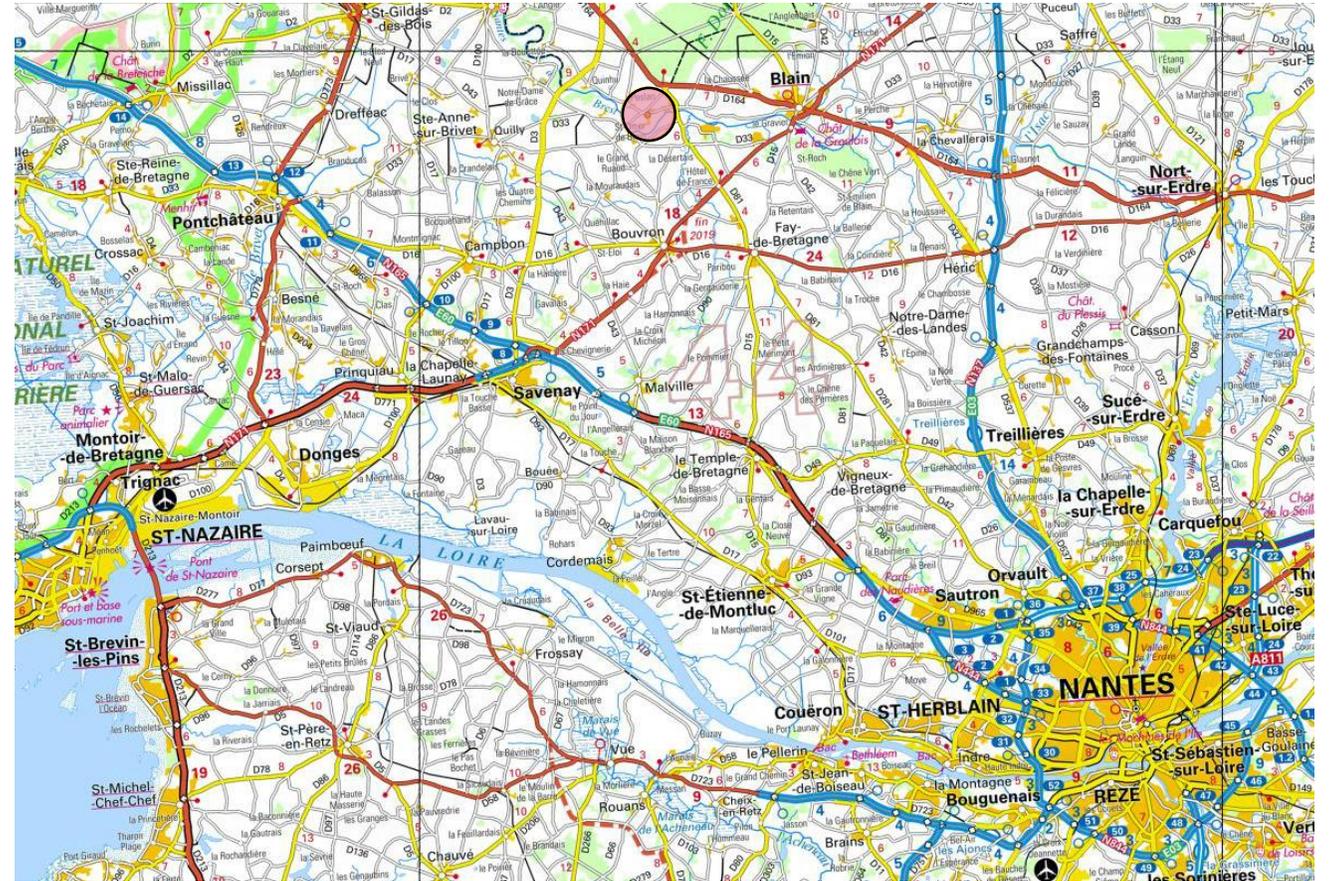
**Roches 10 : Amphibolite et serpentinite de Sain-Omer-de-Blain (44) -  
Pont de Barrel**

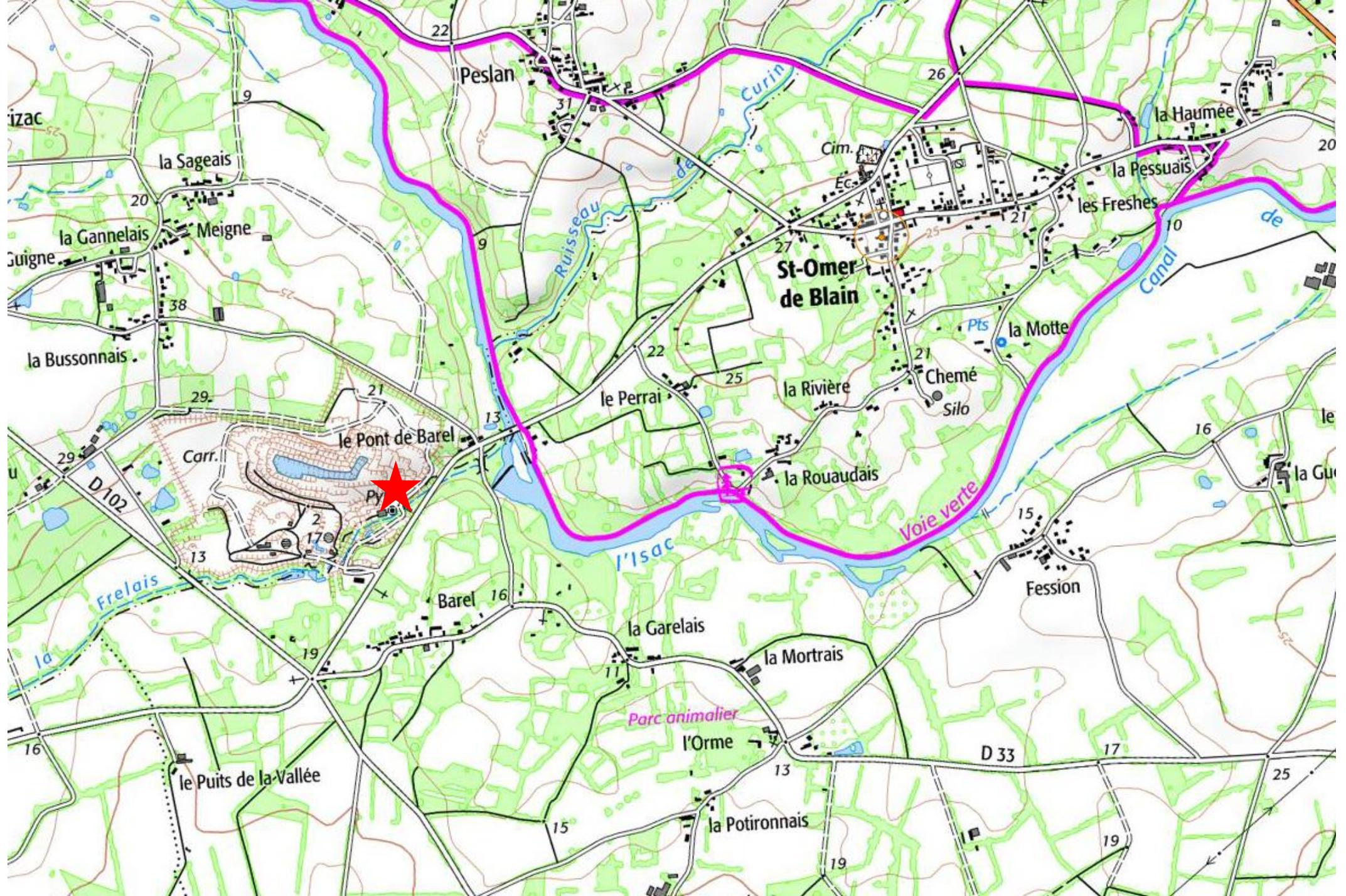
**Âge incertain**

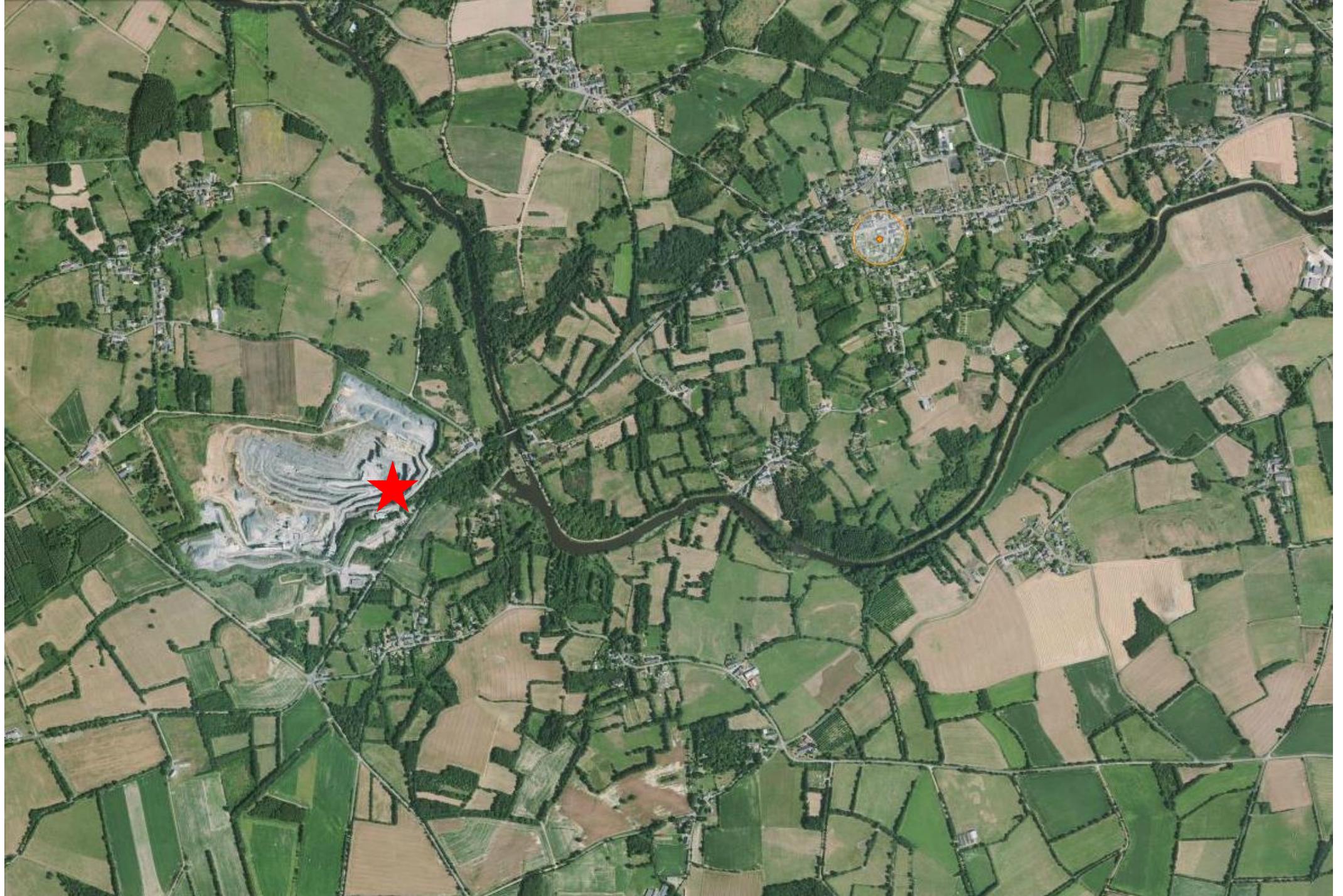
## Situation géographique

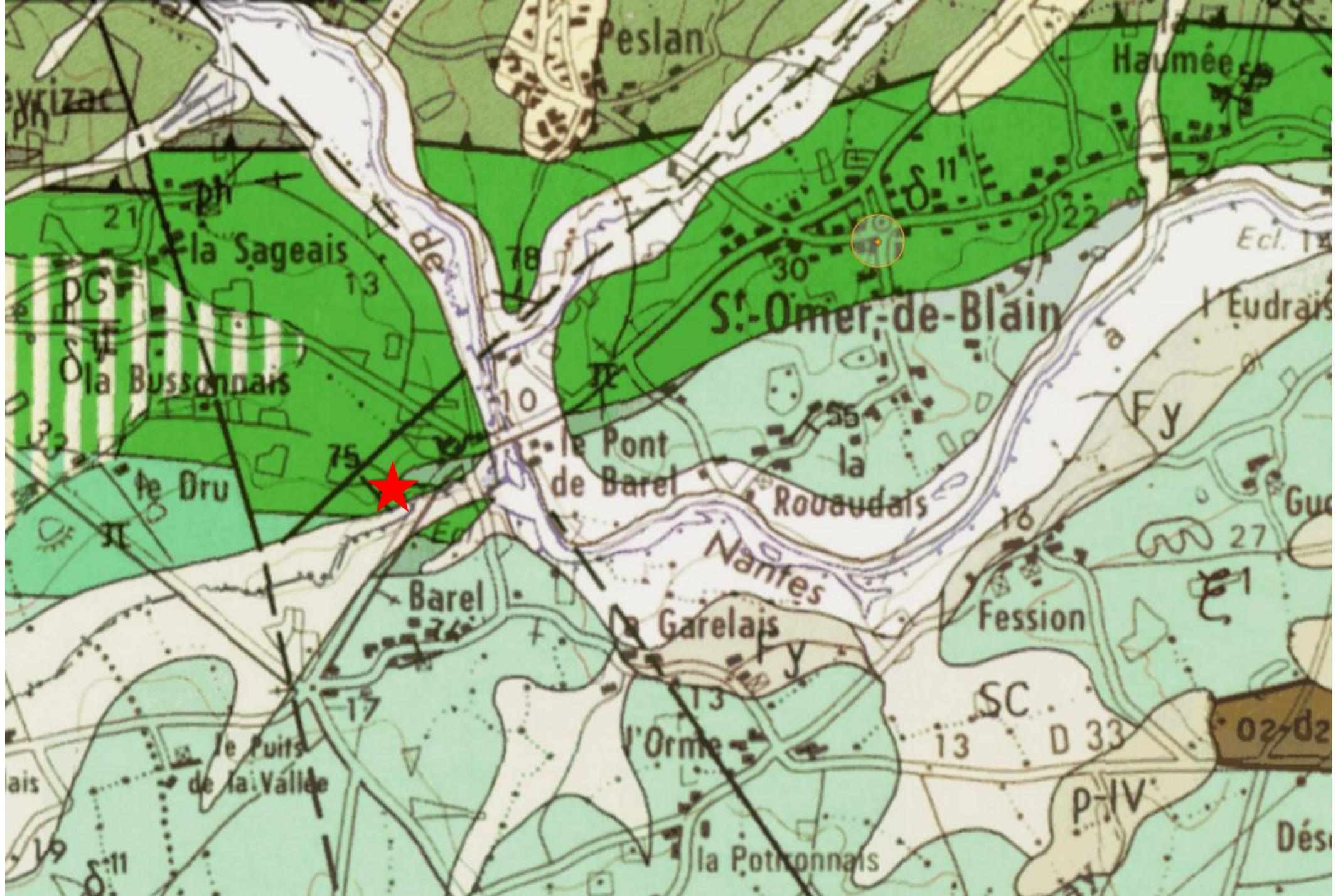
La carrière de Pont de Barel (Loire-Atlantique) est située à Guenrouet, à 1 km au SW de Saint-Omer-de-Blain, non loin de la Forêt domaniale du Gavre.

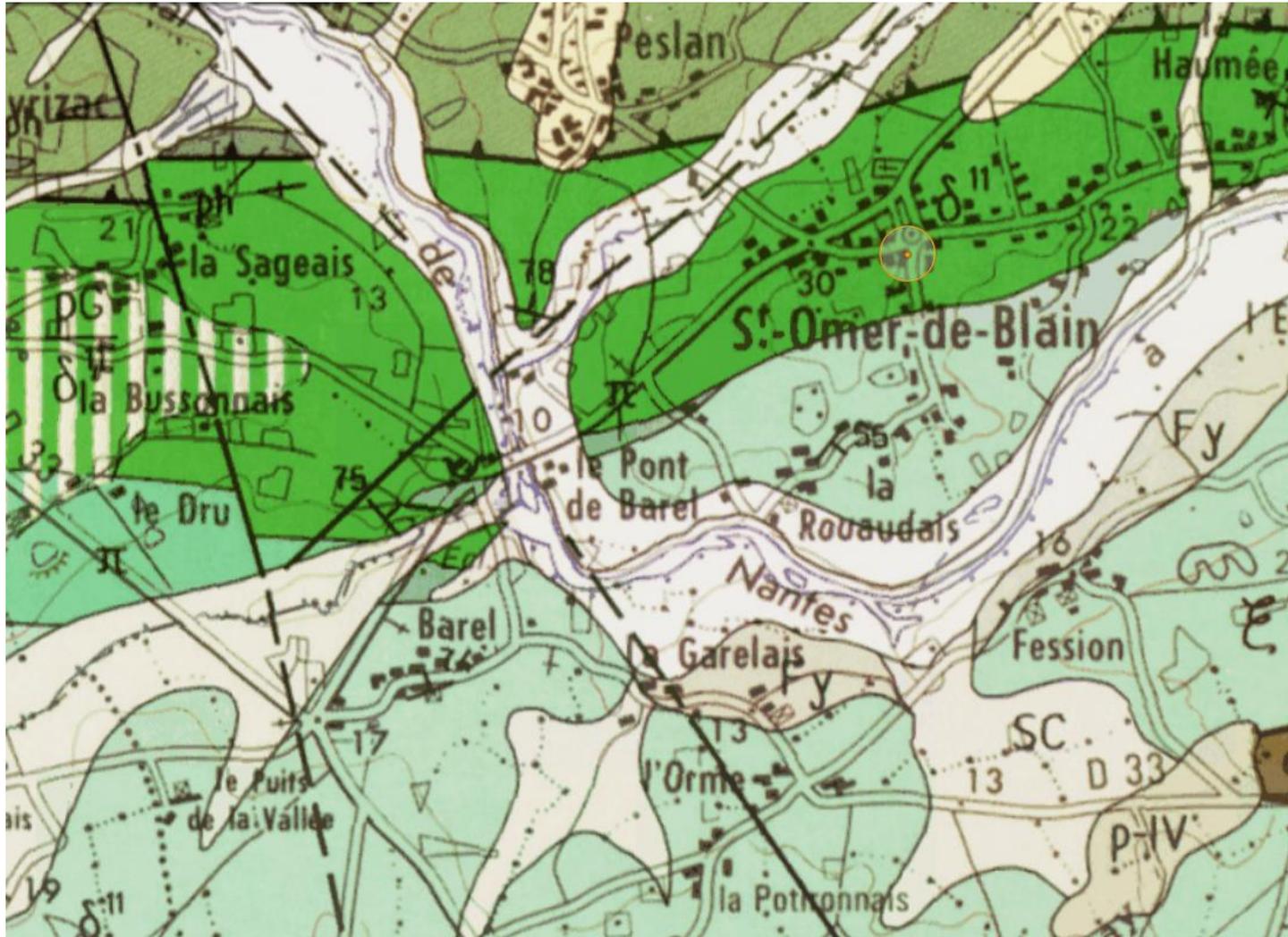
Elle exploite des amphibolites et des serpentinites qui appartiennent à l'Unité de Drain-Le Havre du Complexe de Champtoceaux.











**O5-d2** Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur - Complexe de Saint-Georges-sur-Loire



**O2-d2** Ordovicien inférieur à Dévonien inférieur - Schistes et quartzites de la Groulaie



**δ<sup>11</sup>** Amphibolites de l'Unité de Drain - Le Havre (âge incertain)



**π** Péridotites de l'Unité de Drain - Le Havre (âge incertain)



**ξ<sup>1</sup>** Micaschistes de l'Unité de Drain - Le Havre (âge incertain)

## La Formation des « Micaschistes de la série du Havre »

Cette formation dite micaschisteuse, présente la particularité de receler sur la carte de Savenay, des niveaux basiques et ultrabasiques beaucoup plus importants que sur les feuilles plus orientales. A l'Est du bassin de Campbon, ces métabasites limitent, au Nord, le Complexe de Champtoceaux, tandis qu'à l'Ouest de la carte, elles sont nettement moins abondantes. L'aspect plus cristallin de ces micaschistes reste, à l'oeil nu, le meilleur critère de distinction avec les micaschistes du Complexe de Saint-Georges-sur-Loire, ces deux formations ayant été mises en contact, à l'Ouest de Sainte-Anne, par les rejeux de l'accident de Nort-sur-Erdre.

Une sédimentation détritique variée est à l'origine de cette formation. Généralement beige clair lorsqu'ils sont altérés, les micaschistes peuvent prendre, plus frais, une teinte gris métallique. Les niveaux riches en graphite (**ξph**) ont un aspect nettement charbonneux.

La schistosité est principalement soulignée par la biotite, la muscovite et le quartz qui moulent de rares cristaux squelettiques de grenat. Le plagioclase est sodique (An<sub>12</sub>) et certains niveaux sont riches en chloritoïde.

La chlorite tend à remplacer la biotite et semble traduire une rétro-morphose statique.

- Les « passées » graphiteuses (**ξph**) sont le plus souvent riches en phyllites et l'appellation de phtanites (quartzites), retenue sur la feuille Saint-Nazaire au 1/80 000<sup>ème</sup>, ne nous semble pas devoir être conservée.

- Les amphibolites (**δ11**) de cette formation, ordinairement dispersées en lentilles métriques à décimétriques, voient leur extension augmenter considérablement sur la feuille de Savenay. Elles font l'objet d'exploitation en carrières, en bordure de l'Isac (Pont-de-Barel) et correspondent sans doute à d'anciens tufs basaltiques, localement albitiques. Les lentilles les moins importantes ont une paragenèse à oligoclase, pistacite, actinote, chlorite, minéraux opaques parfois abondants et hornblende relictuelle. Cette association minérale correspond à un stade rétro-morphique par rapport à celle observée (andésine, hornblende) au cœur de niveaux plus importants.

Les péridotites serpentinisées et la lentille orthogneissique de l'Audrenais, étroitement associées à cette formation micaschisteuse, seront décrites individuellement plus loin.

## Les amphibolites

Les amphibolites de Pont de Barel représentent sans doute d'anciens tufs basaltiques, localement albitiques.

Lorsqu'elles affleurent en lentilles, les amphibolites présentent une paragenèse à oligoclase, pistacite, actinote, chlorite, minéraux opaques parfois abondants et hornblende relictuelle. Cette association minérale correspond à un stade rétro-morphique par rapport à celle que l'on peut observer (andésine et hornblende) au cœur de niveaux plus importants.

Mais une telle association primaire andésine + hornblende évoque aussi un protholite gabbroïque.

**Les amphibolites de Pont de Barel sont soit d'anciens tufs basaltiques soit d'anciens gabbros, dériveraient même d'éclogites bien qu'aucune paragenèse relictuelle ne le laisse supposer.**



**Amphibolite de Saint-Omer-de-Blain  
(Pont de Barrel)**

## **Les péridotites serpentinisées ou serpentinites**

Ce type de roche, d'origine profonde (base de croûte-manteau supérieur) est généralement peu représenté, à l'affleurement, dans les socles. En effet, en l'absence de volcanisme, pour les observer en surface il faut faire appel à des phénomènes tectoniques tangentiels de grande ampleur.

Dans le cadre de la feuille Savenay leur abondance est exceptionnelle pour la Bretagne méridionale. Elles affleurent d'une part dans les gneiss anatectiques de Saint-Nazaire (Butte-de-Sem) (Lasnier, 1968), d'autre part, en limite nord du Complexe de Champtoceaux où elles semblent jalonner l'accident de Nort-sur-Erdre.

Ces péridotites sont toujours très transformées. L'olivine et le (ou les) pyroxène(s) primaire(s) sont entièrement serpentinisés, chloritisés ou amphibolitisés.

Le chrysotile se développe dans les plans de diaclases et de fractures, et des zones réactionnelles à vermiculite se développent au contact des filons granitiques qui recoupent la serpentinite (Butte-de-Sem). Le « chapeau » de ce massif est le plus souvent silicifié, ce qui se traduit par le développement d'encroûtements calcédonieux ou quartzeux, parfois spectaculaires (la Chapelle-du-Planté, commune de Quilly).

Dans une lentille fortement serpentinisée affleurant au Pont de Barel, un échantillon a livré du grenat relictuel et du spinelle brun. La composition de ce grenat (66 % pyrope, 19 % almandin, 12 % grossulaire, 2 % ouvarovite, 1 % spessartite) laisse supposer qu'il s'agit d'un grenat réactionnel (spinelle + pyroxène) d'un niveau de webstérite à grenat dispersé tectoniquement dans une péridotite (Iherzolite à spinelle ?).

**Il s'agit de toutes façons d'un témoin de roche mantellique qui souligne l'importance du contact tectonique que représente la faille de Nort-sur-Erdre entre le Complexe de Champtoceaux et les séries paléozoïques du Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire.**



**Serpentinite de Saint-Omer-de-Blain  
(Pont de Barrel)**

## **Utilisation des amphibolites**

La carrière fournit des moellons de construction, de la caillasse et des granulats pour l'empierrement des routes.

## Synthèse

*Le mélange intime d'amphibolites et de péridotites serpentinisées fait penser à une association originelle, avant déformations et rétro-morphose, de gabbros et de péridotites qui évoque donc une ancienne croûte océanique.*

*L'Unité de Drain - Le Havre représenterait par conséquent un complexe ophiolitique qui a été ultérieurement fortement tectonisé au cours de la compression varisque le long de la faille de Nort-sur-Erdre au point que les métagabbros associés aux péridotites serpentinisées affleurent parfois en lentilles hectométriques, voire kilométriques.*

*L'âge de cette unité est incertain, son origine également :*

- est-ce un lambeau du rift du Layon ?*
- ou le prolongement vers l'Ouest du rift du Choletais ?*
- ou un autre petit domaine océanique occlus ?*

**Roches 11 : Micaschistes et rhyolites de Talmont-Saint-Hilaire (85)**

**Âge : 485 Ma - Trémadocien (Ordovicien inférieur)**



11

Micaschiste

**Catégorie :** Épimétamorphique  
**Commune :** Talmont (85)  
**Ère :** Paléozoïque  
**Période :** Carbonifère



11

Micaschiste

**Catégorie :** Épimétamorphique  
**Commune :** Talmont (85)  
**Ère :** Paléozoïque  
**Période :** Carbonifère



## Situation géographique

La carrière de la Morinière se situe à la sortie de Talmont, sur la D4. Elle est à cheval sur les rhyolites de la Boustière et de Talmont du Trémadocien et les micaschistes de l'Ordovicien inférieur à moyen du Bas-Bocage qui affleurent sur la partie droite (NNE) de la carrière. Elle s'étend sur 16 hectares et le fond de carrière a une profondeur de 50 m.

Seule la rhyolite y est exploitée.





**TALMONT-ST-HILAIRE**

CT 6,8

Forteresse

Chât. des Granges Cathus

St-Hilaire-de-Talmont

la Saunerie

les Grondinières

les Viollières

la Farlière

les Rosais

la Bordalière

Malbrande

la Marguerite

ome

la Michelière

ande

l'Aubretière

e-Retail

la Doubletère

uve

la Dagoterie

rie

les Embardières

les Brégeons

la Villa Bertha

les Forges

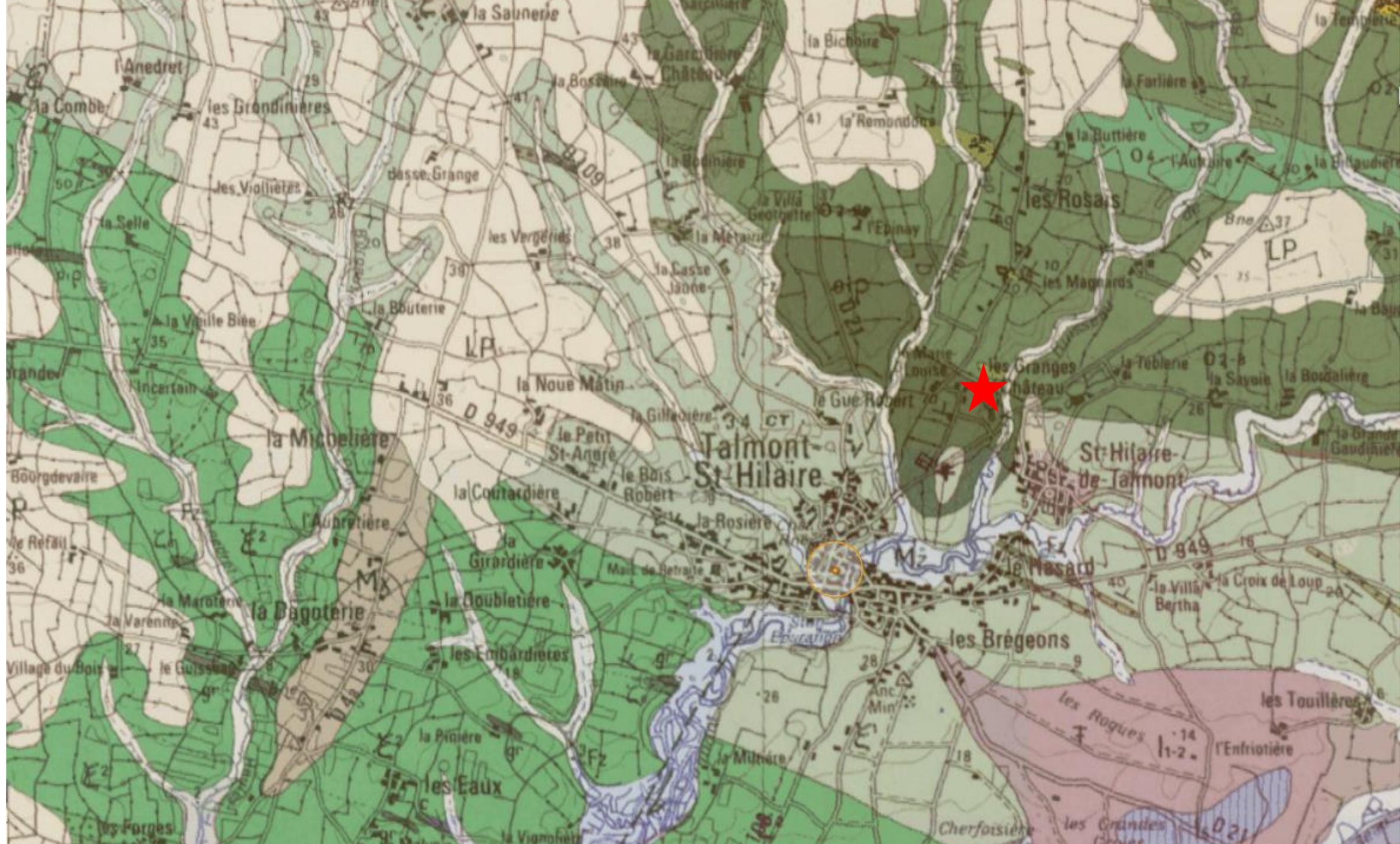
les Eaux

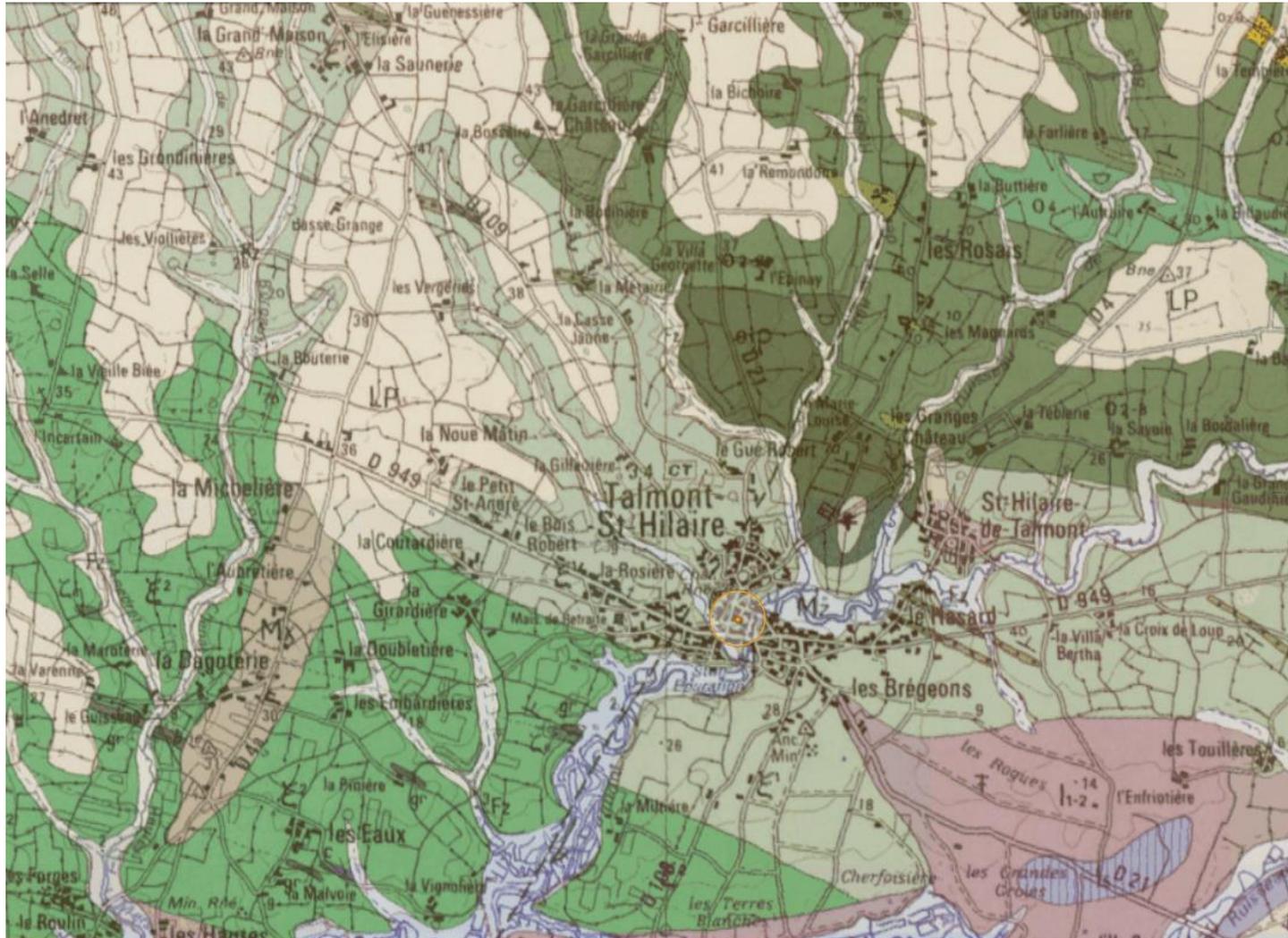
la Vignolière

les Touill

la So







**Mx** Cordon littoral ancien de la Michelière et de la Pironnière (Quaternaire)



**I1-2** Hettangien (Lias- Jurassique inférieur)



**O4** Schistes subardoisiers des Reffes, de la Flavière et du Poiroux, à Acritarches et Chitinozoaires (Ordovicien moyen-Llandeilien)



**O2-3** Schistes sériciteux (Ordovicien inférieur à moyen)



**O1p** Rhyolites de la Boustière et de Talmont (Trémadocien)



**ξ<sup>1</sup>** Séricito-schistes et micashistes à muscovite (Cambrien supérieur)



**ξ<sup>2</sup>** Micaschistes à grenat et biotite (Cambrien)



















## Les schistes et micaschistes de Talmont

Ces roches ont été prélevées dans les environs de Talmont, entre la Vendée littorale (région des Sables d'Olonne) et le granite d'Avrillé qui appartient au Dôme anatectique du Bas-Bocage vendéen.

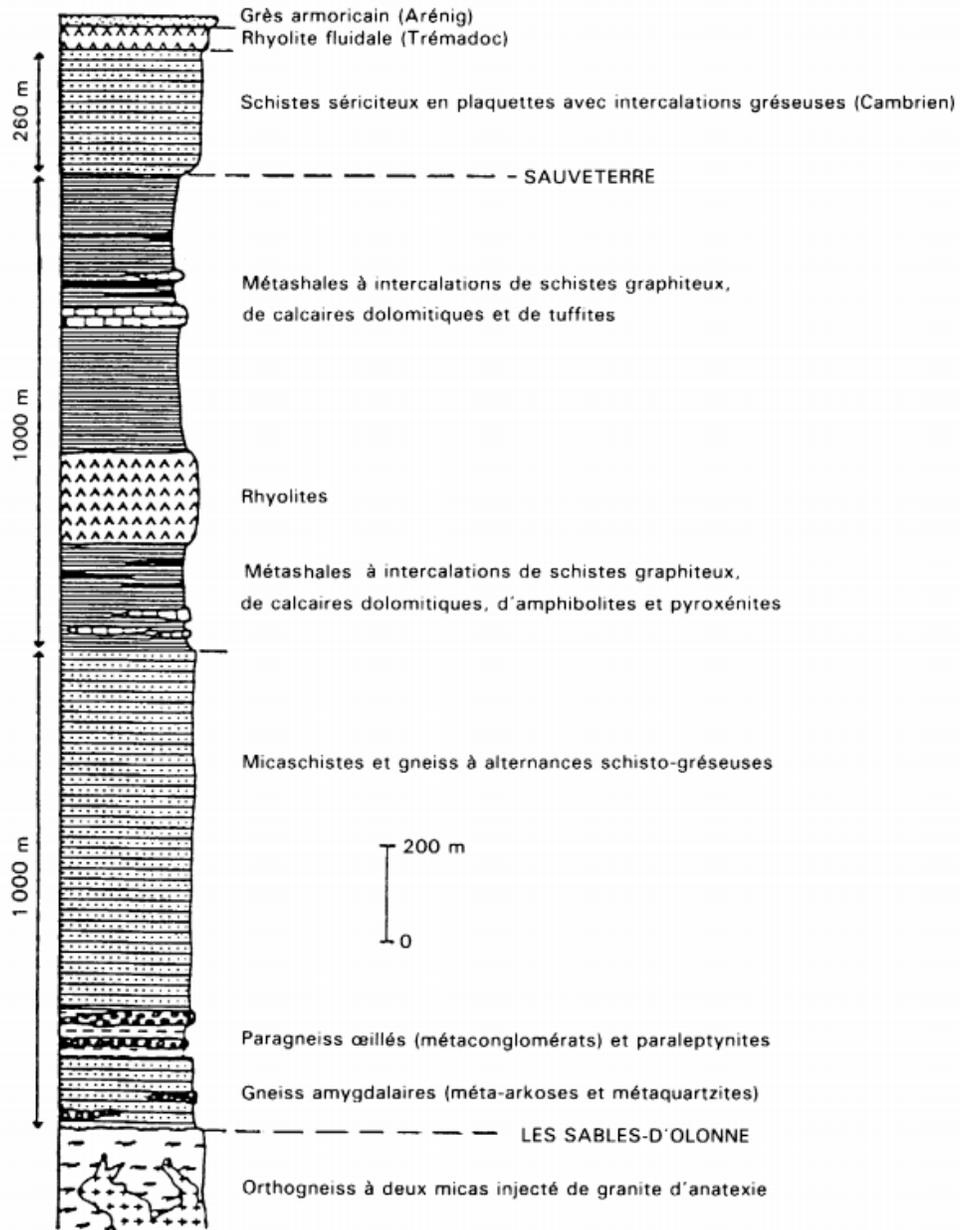
Les schistes et micaschistes sont d'âge Ordovicien inférieur à moyen. La rhyolite est du Trémadocien (Ordovicien inférieur).

Les schistes et micaschistes font suite stratigraphiquement et minéralogiquement à la série des Sables d'Olonne et de Sauveterre. Ce sont d'anciens sédiments pélitiques ; ils dérivent d'anciennes argiles provenant sans doute de l'érosion d'un continent d'âge briovérien et dont on n'a plus la trace (mais qui pourrait être le socle Protérozoïque du Bas-Bocage et de la Vendée littorale).

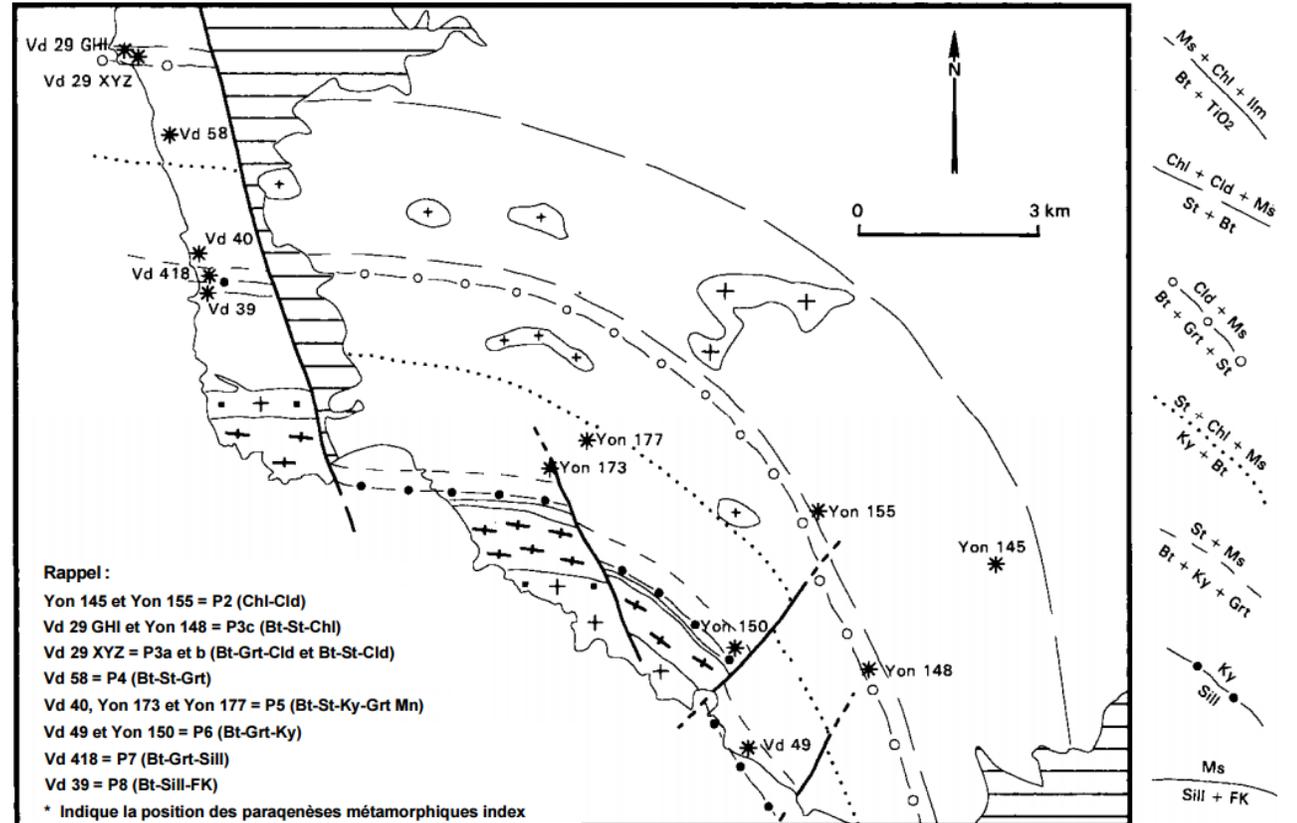
A l'Ouest de Talmont, des micaschistes renferment de la biotite et du grenat ( $\xi^2$ ) ; à Talmont même, ils sont franchement pailletés de muscovite ( $\xi^1$ ). Cela indique que les sédiments pélitiques ont été métamorphisés et qu'à l'Ouest immédiat de Talmont, on est au voisinage de l'isograde « biotite<sup>+</sup> » et par conséquent de la limite mésozone-épizone.

Cartographiquement (voir diapositive suivante), cet isograde « biotite » épouse le contour du « môle » des orthogneiss et paragneiss des Sables d'Olonne qui ont subi une anatexie (granite du Puy d'Enfer) à  $388 \pm 8$  Ma (datation Rb/Sr - Vidal, 1980) soit au Givétien (Dévonien moyen), période qui pourrait représenter le tout début de la collision qui a donné naissance à la chaîne hercynienne.

Le métamorphisme des schistes et micaschistes de Talmont ainsi que de l'auréole qui entoure les orthogneiss de l'Unité des Sables d'Olonne serait donc la conséquence de la subduction, d'un sous-charriage d'un bloc de la marge continentale Sud (= gondwanienne) de l'Océan Centralien. Les sédiments de ce bloc crustal ont alors été portés à des conditions de T° et de P voisines de 550°C et 6 kbar (métamorphisme de type Barrowien - gradient géothermique de 35 à 40°C/km) qui les ont fait passer dans la mésozone.



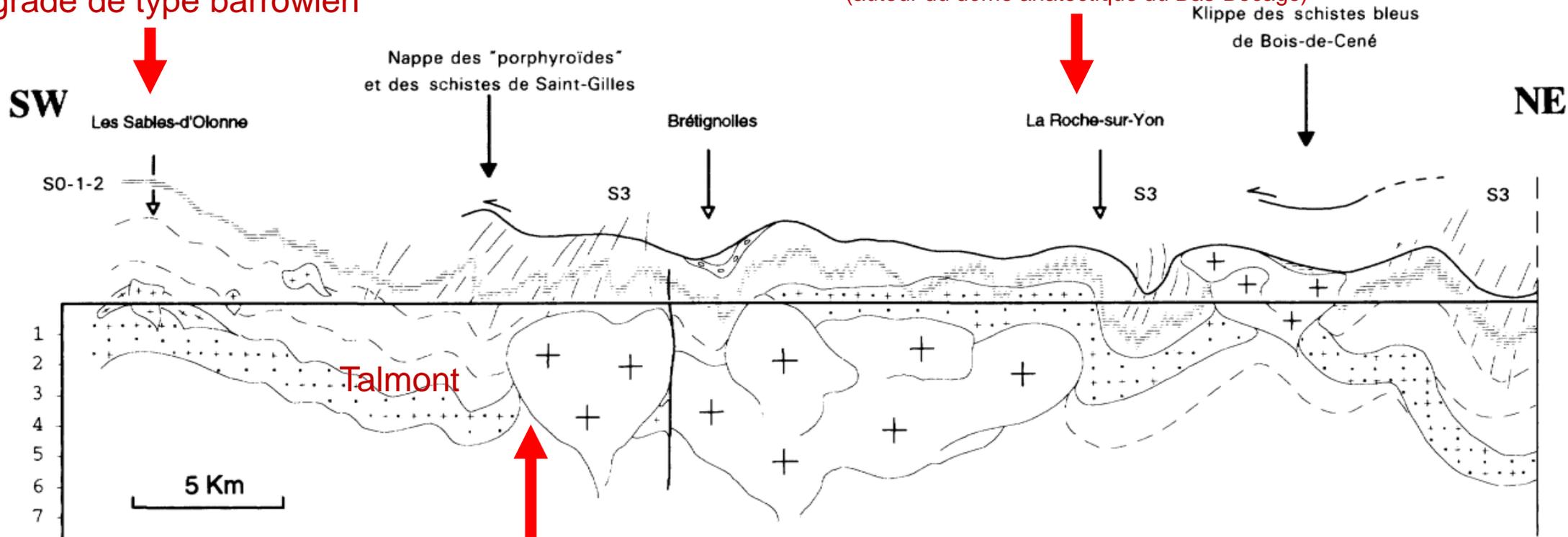
Log synthétique de la série  
entre les Sables d'Olonne et Sauveterre



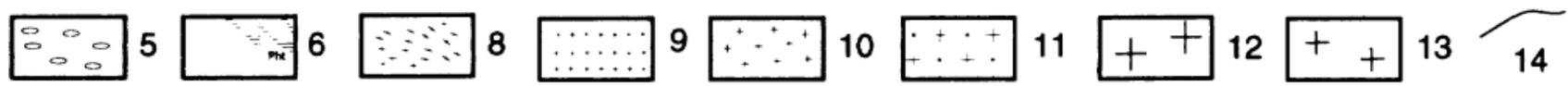
Zonéographie métamorphique de la région des Sables d'Olonne  
(J-C Goujou -1992-)

Métamorphisme régional  
prograde de type barrowien

Métamorphisme prograde puis rétrograde  
(autour du dôme anatectique du Bas-Bocage)



Métamorphisme de contact  
(autour du Massif d'Avrillé)



5 - métarhyolite de La Chapelle-Hermier ; 6 - para-autochtone paléozoïque métapélitique à phtanites (niveau-repère) ; 8 - orthogneiss des Sables-d'Olonne ; 9 - granite anatectique des Sables-d'Olonne ; 10 - microgranites ; 11 - anatexites ; 12 - granites à biotite ; 13 - leucogranites ; 14 - failles indifférenciées

Coupe lithologique et structurale SO-NE des principales formations de Vendée occidentale  
Document J-C Goujou - 1992

## La rhyolite de Talmont

Elle affleure en limite du bourg de Talmont (**O1p**) et en bien d'autres endroits, de l'Île d'Olonne jusqu'à la Clémentinière, à l'Est de Talmont, près du massif granitique d'Avrillé.

Tous ces corps rhyolitiques effusifs ou intrusifs au sein des schistes et micaschistes de la Vendée littorale appartiennent à un même épisode volcanique d'âge Cambrien terminal à Ordovicien inférieur. Ils sont contemporains de la rhyolite de Vairé (**voir roche 7 du « Jardin de Roches »**).

La construction de la déviation Sud de Talmont en direction des Sables d'Olonne a mis également en évidence l'existence d'un filon de metabasite à composition tholéiitique de rift initial (A. Pouclet) ; d'autres affleurements basiques existent aussi près d'Olonne-sur-Mer.

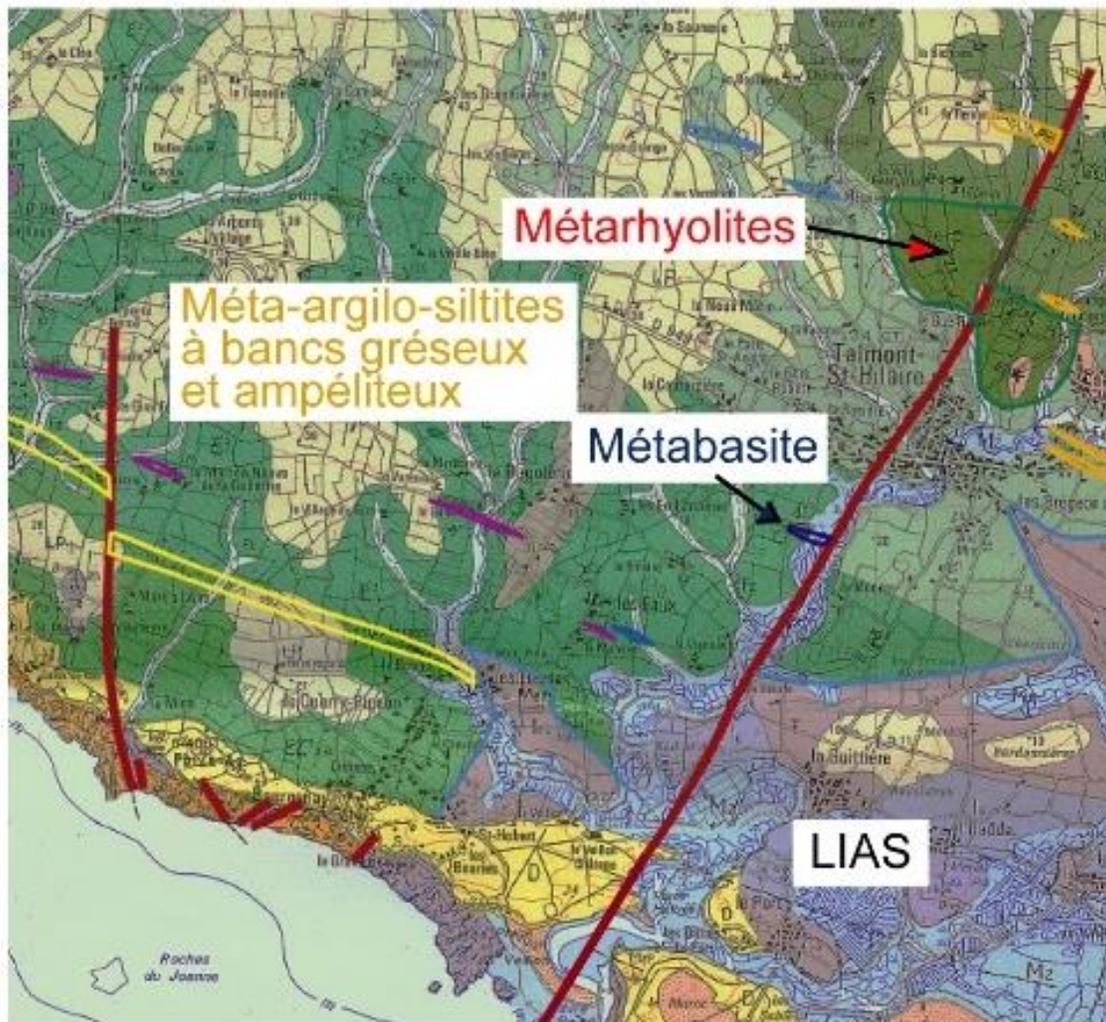
On aurait donc là, dans le Bas-Bocage vendéen, à la hauteur de Talmont, un volcanisme bi-modal ordovicien inférieur (Trémadocien) indice de la formation d'un rift contemporain de celui du Synclinorium de Chantonay, aujourd'hui de l'autre côté du Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts, ligne de suture supposée de l'Océan Centralien.

### Confirmation

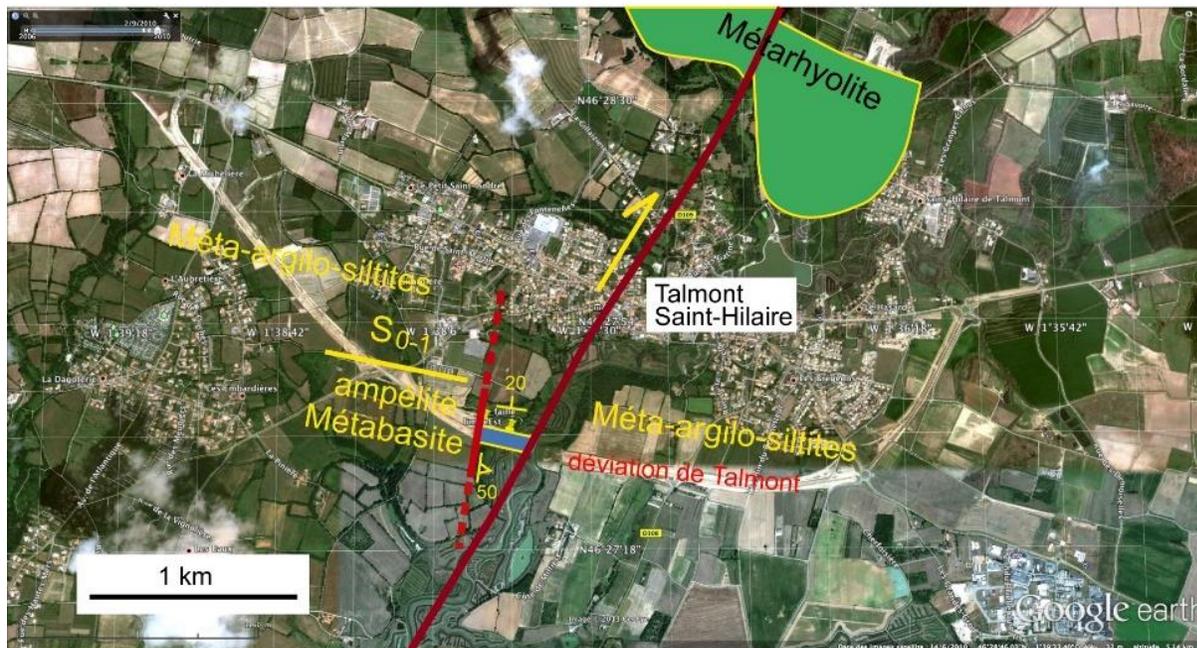
Dans les sédiments un peu plus jeunes de l'Ordovicien moyen et supérieur, plus riches en matériel graphiteux et en pyrite, on a mis en évidence des fossiles marins : Acritarches, Chitinozoaires et Nucules. De même, dans les phthanites du Silurien, ont été récoltés des Radiolaires et des Graptolites.

On a donc bien la preuve de la présence d'une mer à l'Ordovicien moyen et supérieur et peut-être déjà, dès le Silurien, d'un véritable océan à croûte océanique.

## Sill de métabasalte de Talmont-Saint-Hilaire



Contexte géologique



### Métabasite

sill de 20m d'épaisseur apparente affleurant sur 150m et limité à l'ouest par une faille normale et à l'est par un décrochement dextre base non visible, contact supérieur en conformité avec la S0-1 d'ampélites orientée N 100° avec un pendage de 20° vers le nord de la formation des Sables-d'Olonne attribuée au Cambrien supérieur et à l'Ordovicien inférieur

texture magmatique résiduelle intersertale à agrégats de plagioclase

composition chimique basaltique sursaturée de tholéiite de rift initial

vue longitudinale W-E

W

E



faille normale N 10° pendage 50°Est

30m

vue transversale S-N

S

N



contact supérieure en conformité avec les ampélites à pendage de 20° vers le nord

## **Exploitation**

Seule, la rhyolite est exploitée. Elle est concassée et criblée afin de produire des matériaux pour la construction des routes et des bâtiments.

L'exploitation s'étend sur 16 hectares et le fond de carrière a une profondeur de 50 m.

## Synthèse

*A l'Ordovicien inférieur, le volcanisme bi-modal mis en évidence dans la région de Talmont , contemporain de celui du Synclinorium de Chantonnay , fait dire que tout le territoire de la Vendée actuelle a été le siège d'un rifting continental .*

*La croûte continentale a été étirée et s'est fracturée, le manteau lithosphérique sous-jacent est remonté ce qui a entraîné un resserrement des isothermes et la fusion partielle de la péridotite par décompression adiabatique.*

*Le résultat en est la formation d'un magma basaltique tholéiitique.*

*En même temps, l'accumulation de ce magma basaltique sous la croûte continentale amincie a pu provoquer une anatexie de cette dernière et la formation d'un magma granitique.*

*Ces magmas sont ensuite parvenus à la surface grâce aux failles normales dont la formation a accompagné la tectonique extensive. Des filons de rhyolite et de dolérite se sont formés, des appareils volcaniques se sont mis en place en surface . Si les magmas acides ne parviennent pas en surface, ils cristallisent lentement en profondeur et donnent des batholites de granite, roche de même chimisme que la rhyolite.*