

Roche 17 : Granite à deux micas et tourmaline de La Roche-sur-Yon (85)

Âge : 335 Ma – Carbonifère inférieur (Viséen supérieur)

17

Granite

Catégorie : Magmatique de profondeur

Commune : La Roche sur Yon (85)

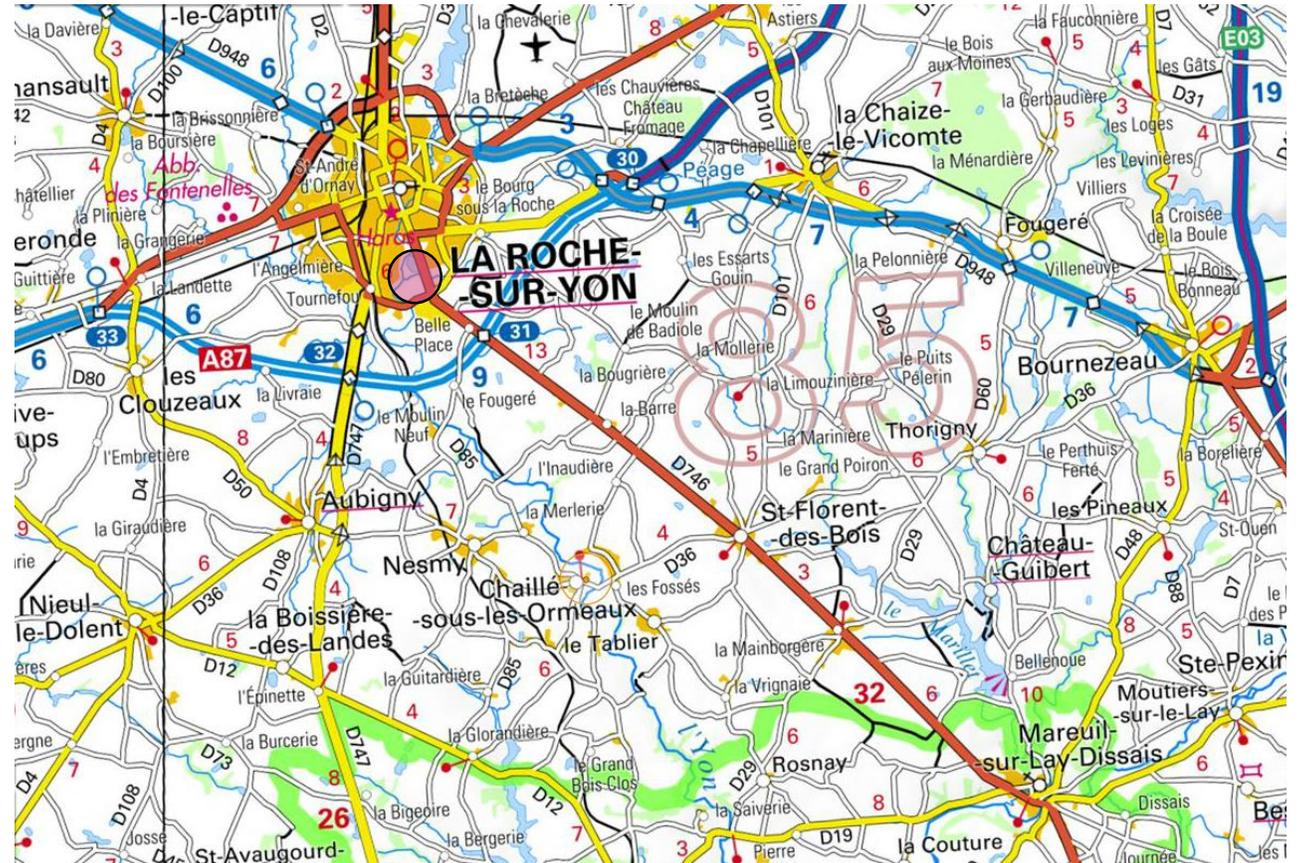
Ère : Paléozoïque

Période : Carbonifère



Situation géographique

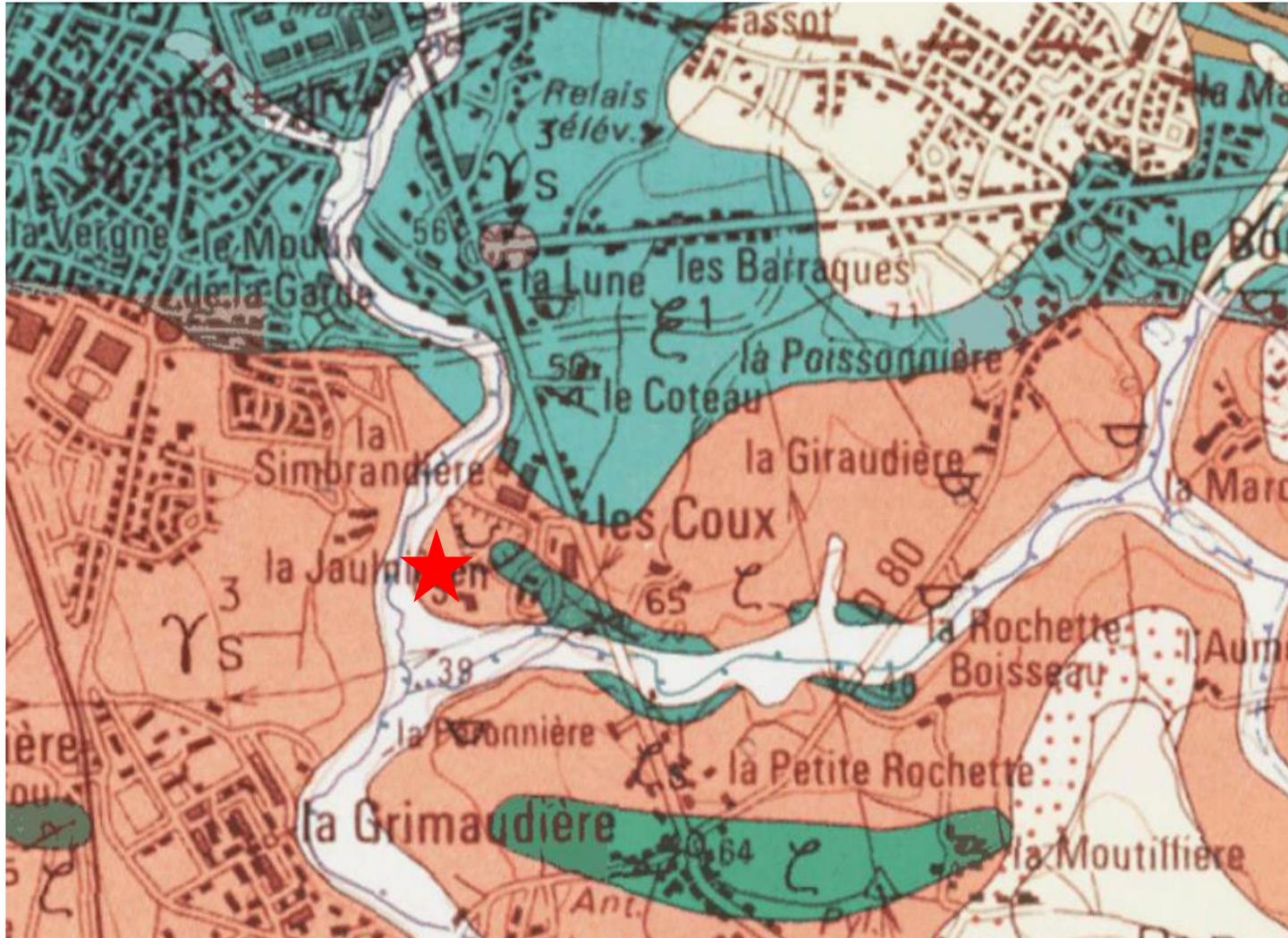
Les moellons ont une provenance inconnue. Mais ce sont des blocs du granite de La Roche-sur-Yon. La carrière des Coux, située au Sud de la Roche-sur-Yon, sur la D746 (route de Luçon), exploitait autrefois un tel granite à tourmaline. On trouve aussi un tel granite à tourmaline dans la partie centrale du granite de Bournezeau.











γ^3_s Granite à biotite et sillimanite mais aussi à tourmaline aux Coux



ζ Enclave de gneiss dans le granite



ξ_1 Métapélites grises, alumineuses, à mica blanc détritique de la formation de Nieul-le-Dolent







Géologie

Il s'agit d'un granite à deux micas riche en tourmaline.

Ce qui caractérise avant tout le granite de La Roche-sur-Yon est la présence en son sein d'une foliation discrète qui montre une disposition concentrique et qui se moule à celle de l'encaissant.

Il renferme aussi de nombreuses enclaves de roches paradérivées très recristallisées dont la foliation s'accorde également à celle de l'encaissant.

Toutes ces caractéristiques ont amené à émettre l'hypothèse que le granite de La Roche-sur-Yon serait issu de l'anatexie « in situ » d'un protolithe sédimentaire ; ce serait un granite de type « S ». Le granite de La Roche-sur-Yon correspondrait à un « dôme anatectique ».

Ce dôme a induit autour de lui un métamorphisme précoce.

L'organisation des isogrades dans l'encaissant autour du dôme, l'accordance des déformations avec la zonéographie concentrique des isogrades et la présence dans l'auréole de métamorphisme de paragenèses identiques à celles de Vendée littorale indiquent qu'un régime de HT et de MP régional est responsable de ce métamorphisme précoce.

Le granite de La Roche-sur-Yon est le plus vieux des granites du Bas-Bocage car il est le plus déformé. Il serait le plus autochtone et anté-nappes.

Exploitation

Fabrication de moellons pour la construction et de granulat.

**Roche 18 : Le Granite porphyroïde à deux micas de La Ferrière –
Bournezeau (85)**

Âge : 307 Ma - Carbonifère supérieur

18

Granite

Catégorie : Magmatique de profondeur

Commune : La Ferrière (85)

Ère : Paléozoïque

Période : Carbonifère



18

Granite

Catégorie : Magmatique de profondeur

Commune : La Ferrière (85)

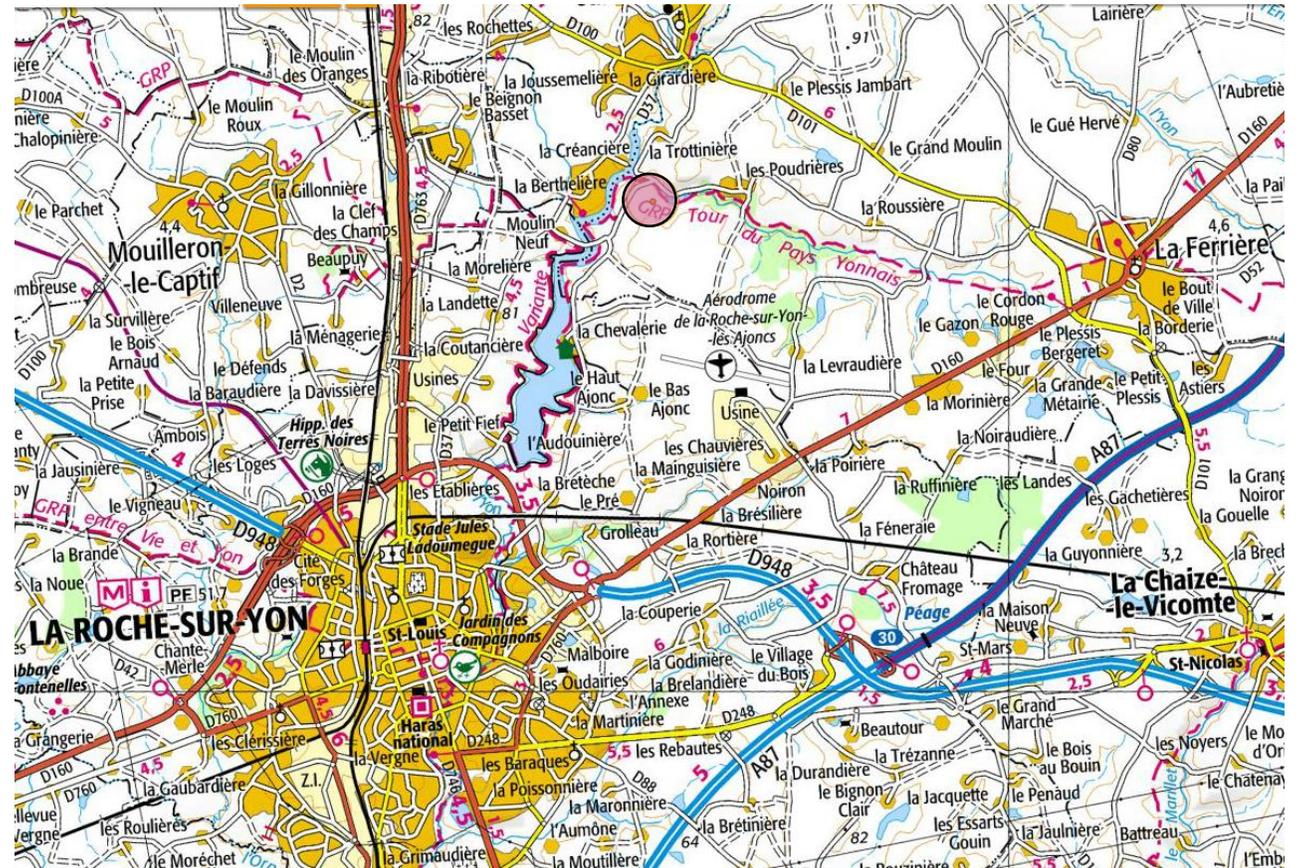
Ère : Paléozoïque

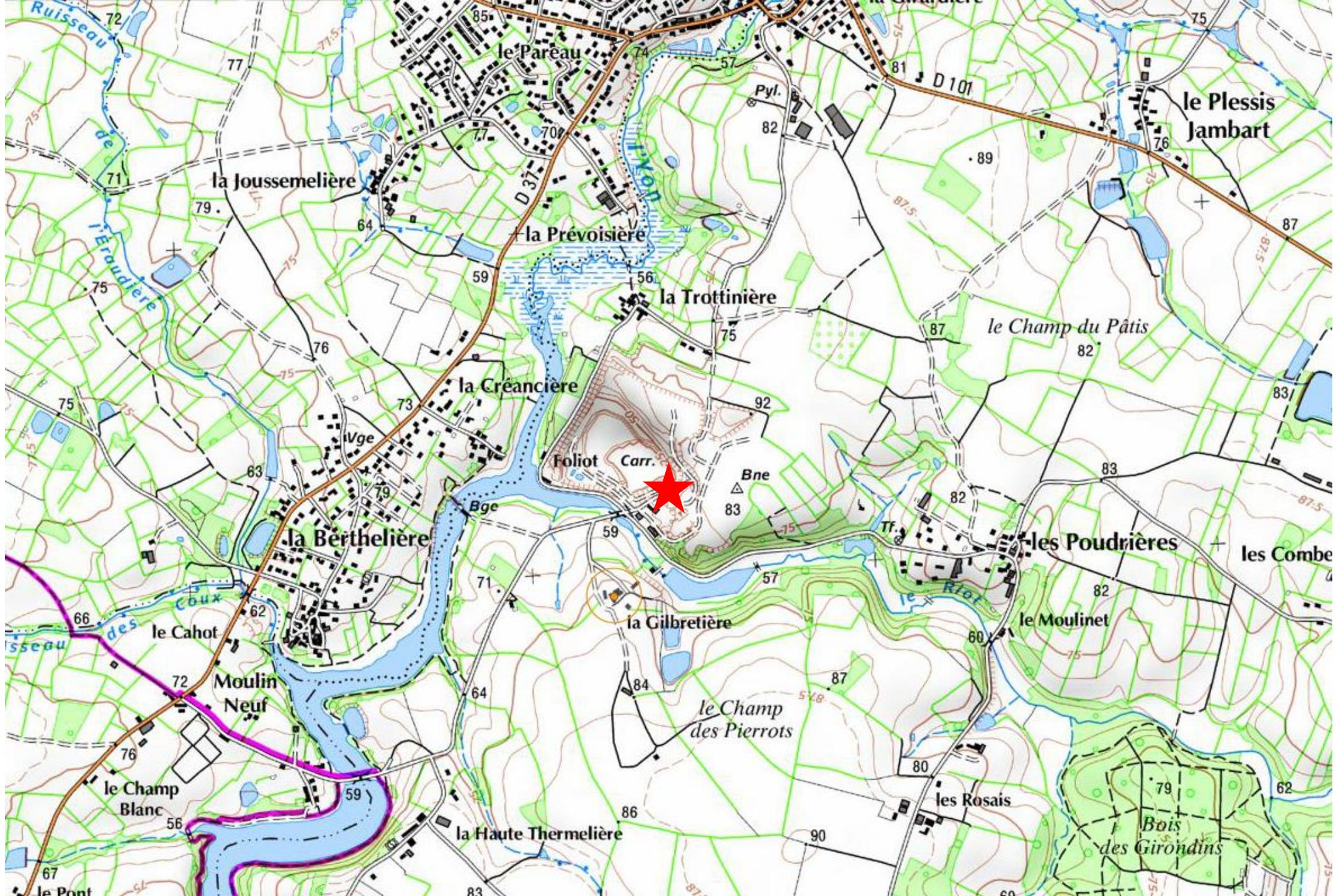
Période : Carbonifère



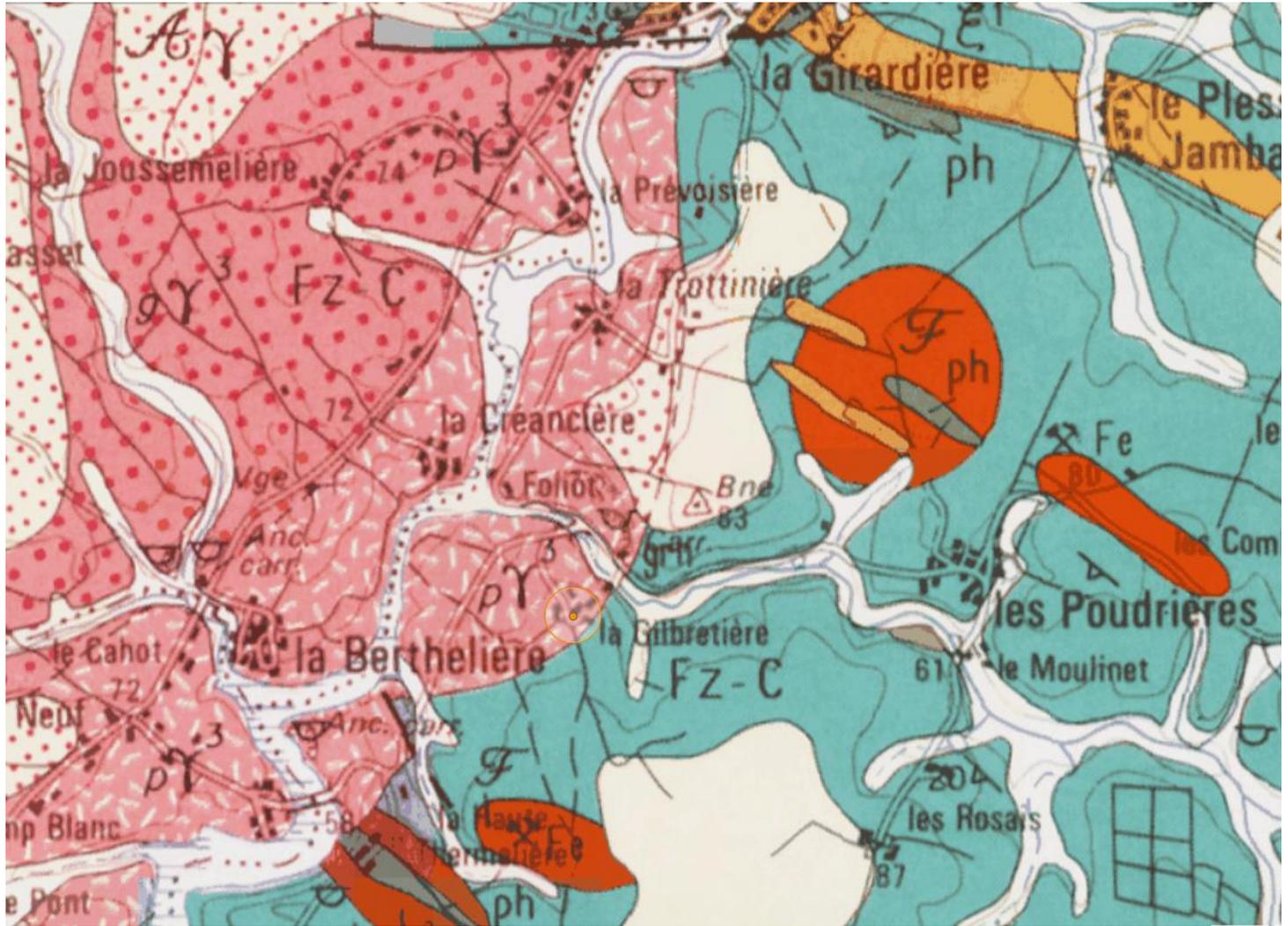
Situation géographique

La carrière de la Gilbretière se situe entre La Roche-sur-Yon et Dompierre-sur-Yon au NNE, près de la vallée de l'Yon.









-  **F** Chapeau de fer
-  **G** Grès quartzite (Silurien)
-  **ph** Phtanites et schistes graphiteux du Groupe de Nieul-le-Dolent (Silurien)
-  **ξ¹** Groupe de la Roche-sur-Yon et de la Chaize-le-Vicomte (Silurien)
-  **γ³** Granite à deux micas à gros grains
-  **pγ³** Granite porphyroïde à deux micas















Géologie

Il s'agit d'un granite porphyroïde à deux micas.

Son faciès plutôt sombre ici est dû à sa richesse en biotite.

La roche montre une structure grossièrement grenue, riche en phénocristaux automorphes de feldspath potassique, de taille pluricentimétrique, bien supérieure à celle des autres minéraux (biotite, muscovite et quartz).

On y observe de plus de belles figures magmatiques d'écoulement.

Ce granite comme celui de Bournezeau au Sud et celui de Palluau au Nord coupe les granites d'anatexie du « dôme anatectique ».

Ils sont donc plus jeunes qu'eux et seraient les plus allochtones.

L'étude pétrographique d'un échantillon du faciès commun de l'extrémité S-E du massif de Bournezeau montre que sa composition minéralogique diffère de celle du monzogranite porphyroïde à biotite par les caractères suivants :

- le quartz est plus abondant ;
- le plagioclase est moins abondant et plus acide, avec une composition d'oligoclase-albite : An15-10 au cœur, An7-4 en bordure d'après les données de J.-M. Stussi (1976) sur les granites à deux micas en général ;
- le feldspath potassique est plus abondant et de deux types : de l'orthose, prédominante et présentant parfois la macle de Carlsbad, et du microcline, finement quadrillé, les deux étant perthitiques ;
- la biotite, de teinte brun-rouge à brun orangé, se présente en lamelles isolées ou en petits amas, criblées d'inclusions de zircon et/ou de monazite ; dans certaines lamelles du mica blanc secondaire s'est développé le long des clivages ;
- la muscovite est abondante et se présente en lamelles automorphes, fréquemment kinkées, associées à de la biotite ou indépendantes.
- l'apatite est un minéral accessoire.

Les analyses chimiques montrent un caractère acide ($\text{SiO}_2 = 71,4-74,2\%$), plus potassique que sodique ($\text{K}_2\text{O} = 4,3-5,1$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,9-3,4\%$), leucocrate à subleucocrate : $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} = 34-42$ en valeur absolue et $6,1-7,6\%$ en valeur relative, et très alumineux : $A = 51-78,3$; $A/\text{CNK} = 1,21-1,35$.

Dans les diagrammes de classification, ce granite est un leucogranite de magmatisme alumino-potassique.

Exploitation

Fabrication de moellons pour la construction et de granulat.

Synthèse des roches 16 -17 - 18

Les granites du Complexe granitique du Bas-Bocage se distinguent par leur faciès et leur structure interne.

Dans le détail, on peut proposer une mise en place en trois étapes :

- mise en place des granites d'anatexie (anatexites) comme celui de La Roche-sur-Yon (roche 17) par fusion partielle « in situ » de métapélites de la croûte continentale suite à la décompression post-collision. Ces granites sont donc de type « S ». Ce sont les plus vieux, les plus déformés et les plus autochtones. Ils présentent une disposition en dôme.*
- puis mise en place des granites à deux micas (leucogranites) qui recoupent les précédents. Ils présentent un caractère plus « igné » et plus allochtone. C'est le cas du granite de La Ferrière - Bournezeau (roche 18) qui montre une disposition différente de celle des anatexites : il est parallèle à la direction Sud-armoricaine.*
- et enfin, mise en place des monzogranites porphyroïdes à biotite comme le granite du Tablier que traverse l'Yon au niveau du chaos granitique de Chaillé-sous-les-Ormeaux (roche 16). Ils recoupent anatexites et leucogranites et ne présentent aucune orientation particulière. Ce sont les plus « ignés », à tendance subalcaline ou calco-alcaline magnésio-potassique et ils semblent affectés par une discrète différenciation.*

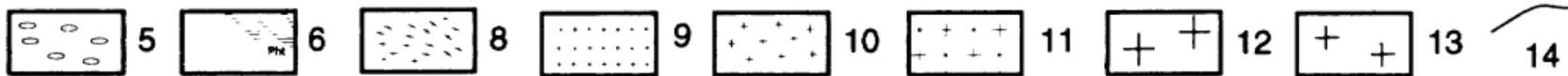
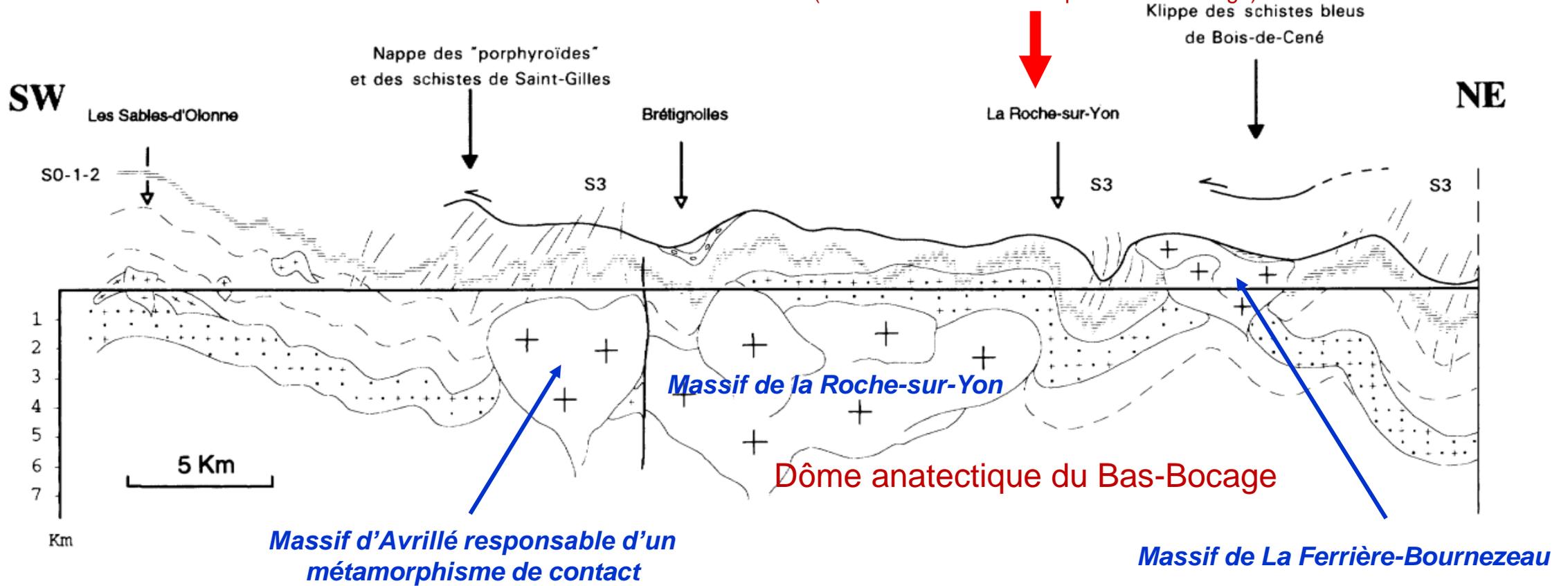
La présence d'enclaves de porphyroïdes de l'Unité de la Chapelle-Hermier dans le monzogranite porphyroïde à biotite du massif du Tablier montre d'autre part que ce dernier est intrusif dans la nappe des « Porphyroïdes ».

Les granites du Complexe granitique du Bas-Bocage se seraient donc formés à la limite Viséen-Namurien, entre 340 et 323 Ma, postérieurement à la mise en place de la nappe des « Porphyroïdes » au Tournaisien-Viséen.

Seule exception : le granite du massif d'Avrillé, à tendance calco-alcaline et relativement plus jeune (313 ± 3 Ma – méthode U-Th-Pb sur monazite, soit fin Namurien - début Westphalien) et responsable d'un métamorphisme de contact.

Métamorphisme prograde puis rétrograde

(autour du dôme anatectique du Bas-Bocage)



5 - métarhyolite de La Chapelle-Hermier ; 6 - para-autochtone paléozoïque métapéolitique 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

Roches 19 : Granite et cornéennes de Pouzauges (85)

Âge : 347 Ma – Limite Tournaisien-Viséen (Carbonifère inférieur)

19

Granite et
cornéenne

Catégorie : Magmatique de profondeur

Commune : Ardelay (B5)

Ère : Paléozoïque

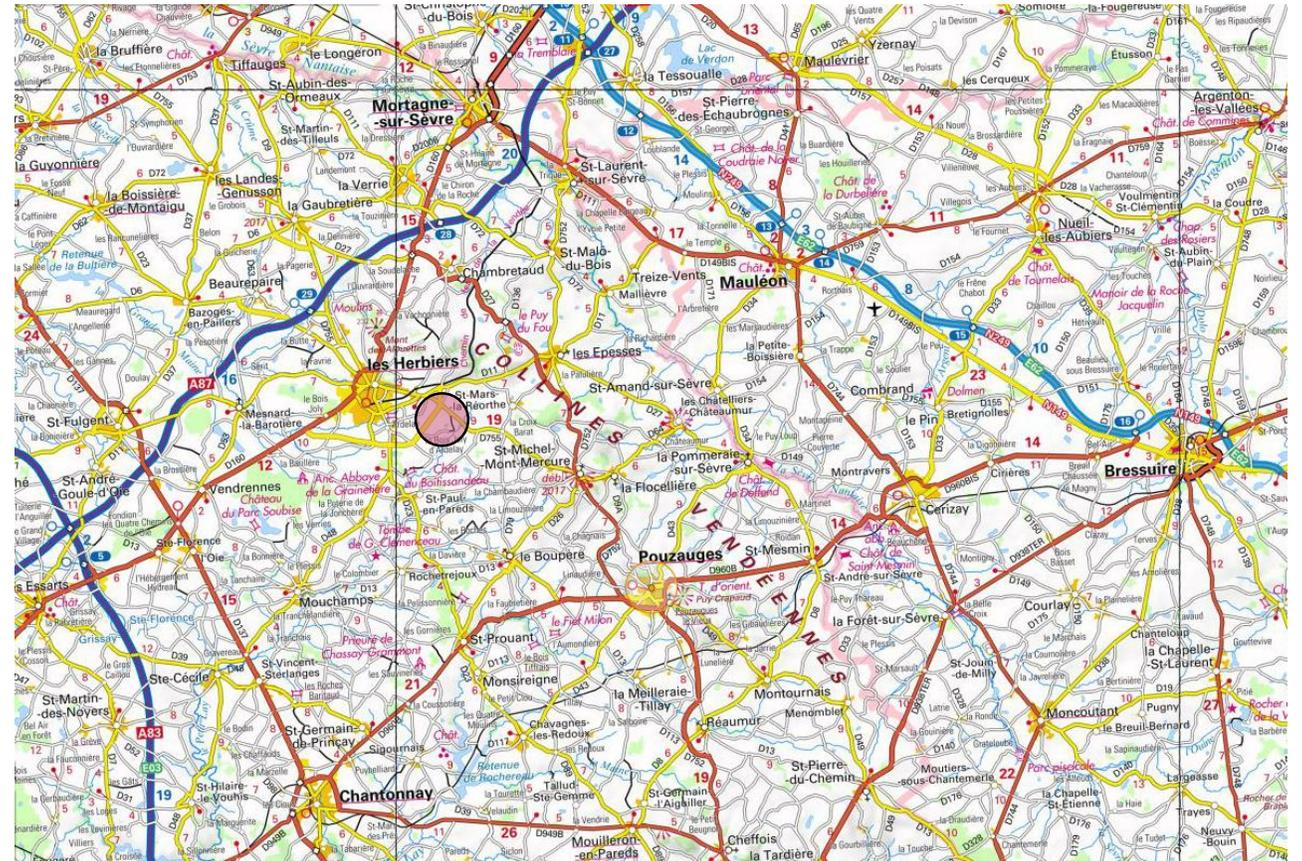
Période : Carbonifère

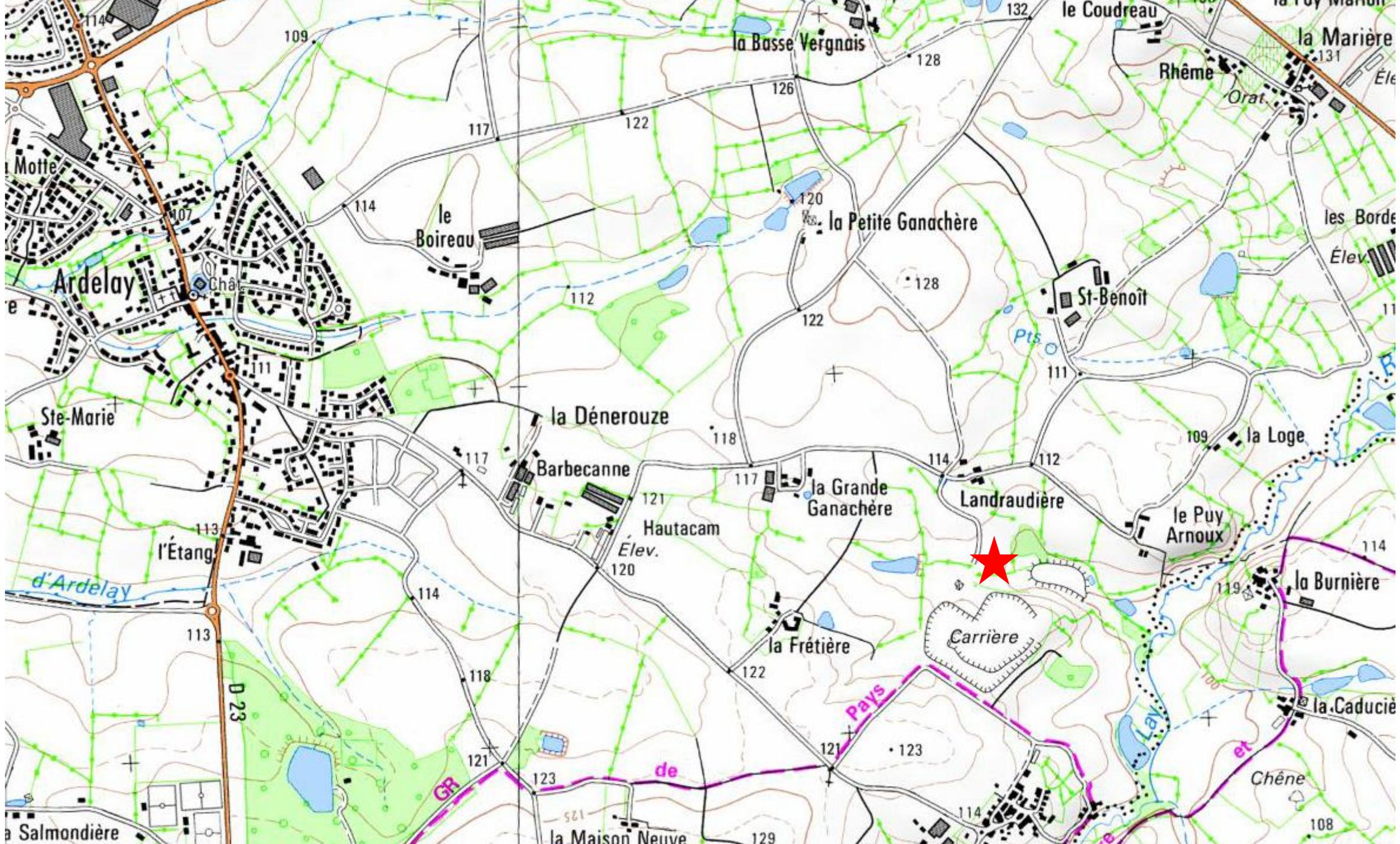


Situation géographique

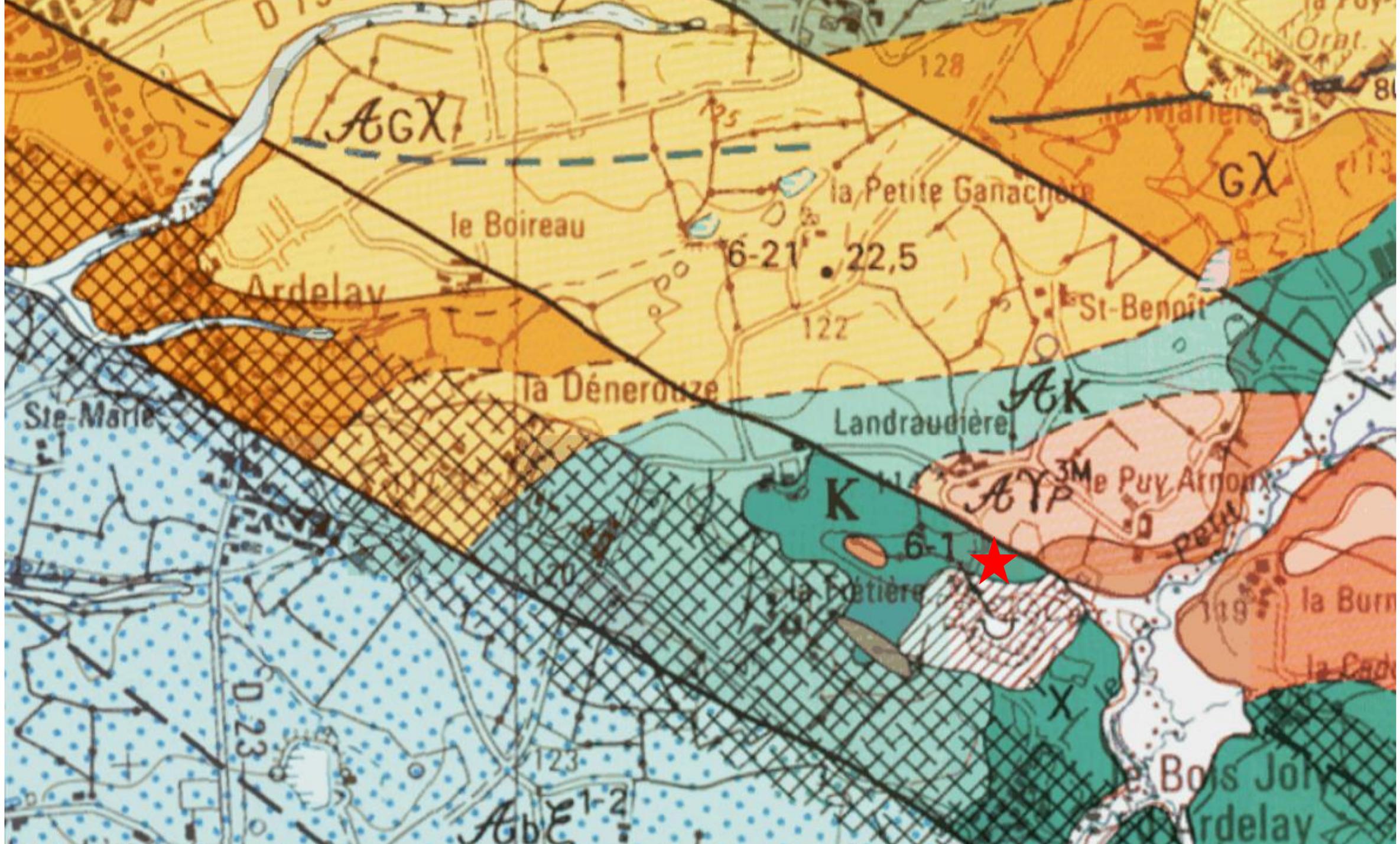
La carrière de la Landraudière est située à Ardelay, à l'Est des Herbiers.

Elle exploite surtout des cornéennes, roches de métamorphisme de contact fabriquées à partir d'un encaissant sédimentaire d'âge Briovérien ou (et) Cambrien inférieur suite à l'intrusion au Carbonifère inférieur d'un magma granitique chaud qui a donné naissance par refroidissement au granite de Pouzauges. Le granite affleure dans la carrière, plus ou moins associé intimement à la cornéenne. Il affleure aussi à Pouzauges même, au Bois de la Folie, un des points les plus élevés (276 m) du département de la Vendée.











Y¹⁻² Granite de Châtelliers-Châteaumur
(leucogranite à muscovite dominante)



K Cornéennes au contact du monzogranite de Pouzauges



Y^{3M} Granite de Pouzauges localement à amphibole



GX Formation de Saint-Mars – Ardelay : grès quartzeux fin homogène



λ Leptynites de la Faguelinière à grosses muscovites



S Formation de la Burnière : schistes (Briovérien supérieur et Cambrien)



bξ¹⁻² Formation de Saint-Paul-en-Pareds : micaschistes et méta-grauwackes à biotite, muscovite et grenat (Briovérien probable)



kG Formation des Gerbaudières (Cambrien moyen)



Q Quartz















Le granite de Pouzauges

C'est un granite à gros grains (5-7 mm).

Le quartz est toujours globuleux à l'œil nu (au microscope, il montre des sous-grains qui attestent une déformation post-magmatique).

Les feldspaths potassiques souvent automorphes se détachent nettement du fond isométrique de la roche par leur couleur (blanche) et leur taille (jusqu'à 10 mm).

La biotite peut être localement abondante et donner alors à la roche une teinte foncée.

a) Composition minéralogique

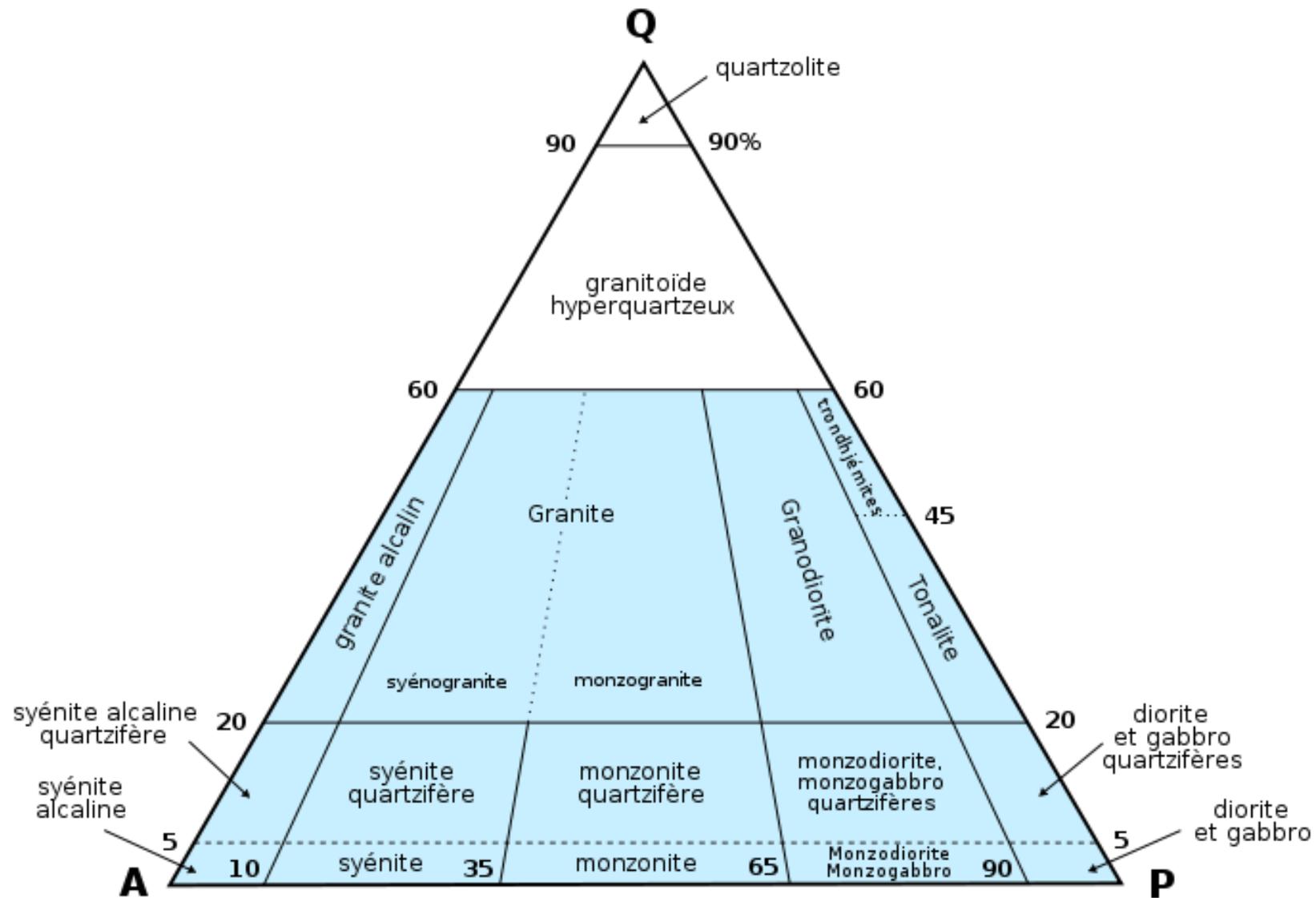
☐ Minéraux primaires

- *quartz* (moyennement abondant, parfois peu abondant),
- *plagioclase* (oligoclase) généralement en lattes,
- orthose et microcline le plus souvent perthitiques, en plages xénomorphes ; les feldspaths alcalins sont en moyenne moins abondants que les plagioclases,
- *biotite* souvent ferrifère (lépidomélane) avec zircons radioactifs,
- *apatite*,
- *allanite* fréquente (l'allanite appartient au groupe de l'épidote, elle est riche en fer et en terres rares : Ce, La, ...),
- *hornblende brune* fréquente,
- *rutile* fréquent, soit isolé, soit en inclusions dans les biotites.

☐ Minéraux secondaires

- Les *plagioclases* sont partiellement déstabilisés en *séricite* + *épidote* (*zoïsite*) ± *biotite* ± *calcite*.
- Les *biotites* sont plus ou moins *chloritisées* suivant les échantillons.
- Au contact entre *biotite* et *plagioclase*, il y a fréquemment formation de petits cristaux de *biotite vert sombre* et d'*amphibole aciculaire vert/bleu*.

Cette minéralogie confère au granite de Pouzauges un caractère de monzogranite dans la classification de Streckeisen.



Classification de Streckeisen

b) Composition chimique

- Sa teneur en silice varie entre 68 et 76% ; la moitié des échantillons contiennent plus de 74 % de SiO₂.
- Le Fer total est particulièrement abondant (2,2% à 5,4%) et domine largement sur le magnésium, ce dernier ne dépassant jamais 1%. : cette abondance du fer explique la richesse du granite de Pouzauges en biotite ferrifère (lépidomélane), silicate d'alumine de formule globale $K(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 \text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$.
- Sa teneur en alcalins est également élevée (6% à 8,6 %), avec Na₂O et K₂O en proportions voisines.

Ces données géochimiques placent le granite de Pouzauges dans le champ des granitoïdes calco-alcalins.

Eléments chimiques majeurs	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	P.F	Total
Echantillon 1	71,95	12,79	0,48	5,26	2,08	0,48	2,79	3,77	0,10	0,09	0,38	100,17
Echantillon 2	75,63	11,99	0,33	3,87	1,49	0,40	3,12	3,41	0,05	0,06	0,24	100,59
Echantillon 3	75,74	12,02	0,30	3,81	1,19	0,38	3,49	3,12	0,05	0,04	0,46	100,60

Analyse chimique de 3 échantillons du granite de Pouzauges

c) Conditions d'affleurement

Cartographiquement, les contours très irréguliers, lobés du granitoïde et la présence conjointe de nombreuses enclaves de cornéenne de taille variable attestent l'imbrication étroite de l'intrusion (granite de Pouzauges) et de son encaissant (le protolithe des cornéennes). Cette particularité tend à démontrer que le toit du batholite est proche de la surface topographique actuelle. Les géologues parlent de « **roofs pendants** ».



d) Contextes tectoniques possibles pour la genèse des granites

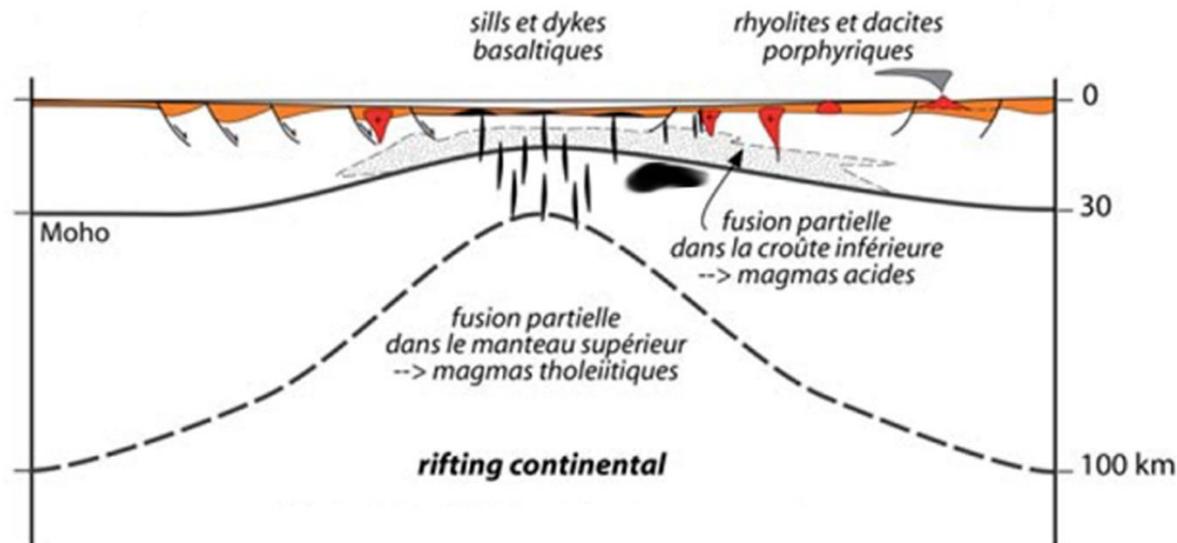
Les granites peuvent se former dans trois contextes tectoniques différents :

- **dans les zones en distension (rifting)** : la croûte continentale s'étire (rifting passif ou actif) ce qui provoque son amincissement et la remontée relative du manteau lithosphérique sous-jacent. La décompression adiabatique de la péridotite mantellique qui en résulte provoque sa fusion partielle et la formation d'un magma basaltique qui peut alors gagner la surface (volcanisme basaltique) si la croûte continentale est suffisamment faillée.

Dans le cas contraire, le magma basaltique va se rassembler en masses, en sills qui se plaquent sous la croûte continentale (ce phénomène porte le nom d'«underplating»), voire y pénétrer (« intraplating »). Et dans ces deux cas, la chaleur dégagée par le magma basique serait suffisante pour fondre la croûte continentale inférieure même en l'absence d'eau.

Il se forme alors du magma granitique qui peut cristalliser en profondeur (formation d'un pluton granitique) ou atteindre lui aussi la surface (volcanisme rhyolitique) à la faveur de failles normales puisque l'on est dans un contexte de tectonique extensive.

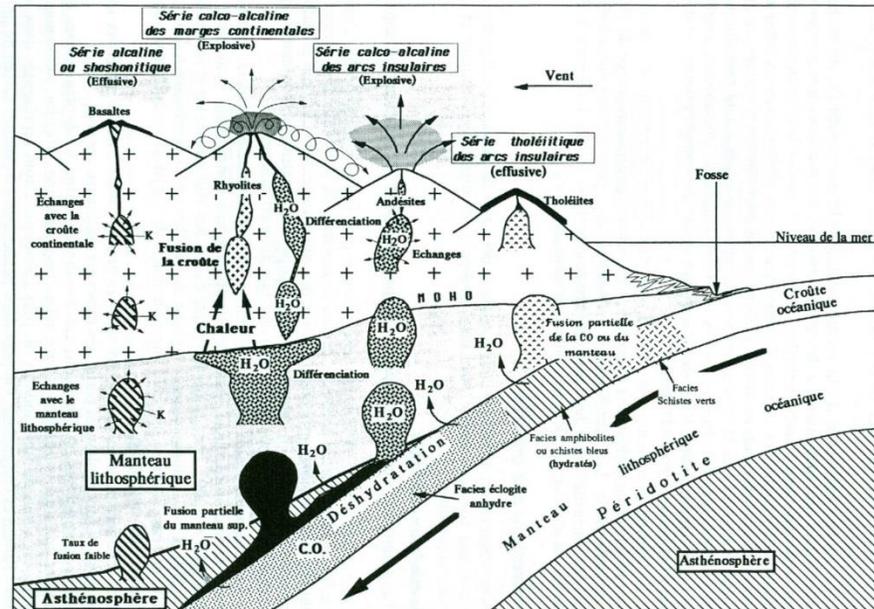
Le caractère bimodal du volcanisme (volcanisme basique basaltique et acide rhyolitique) est dans beaucoup de cas la signature d'un rifting continental.



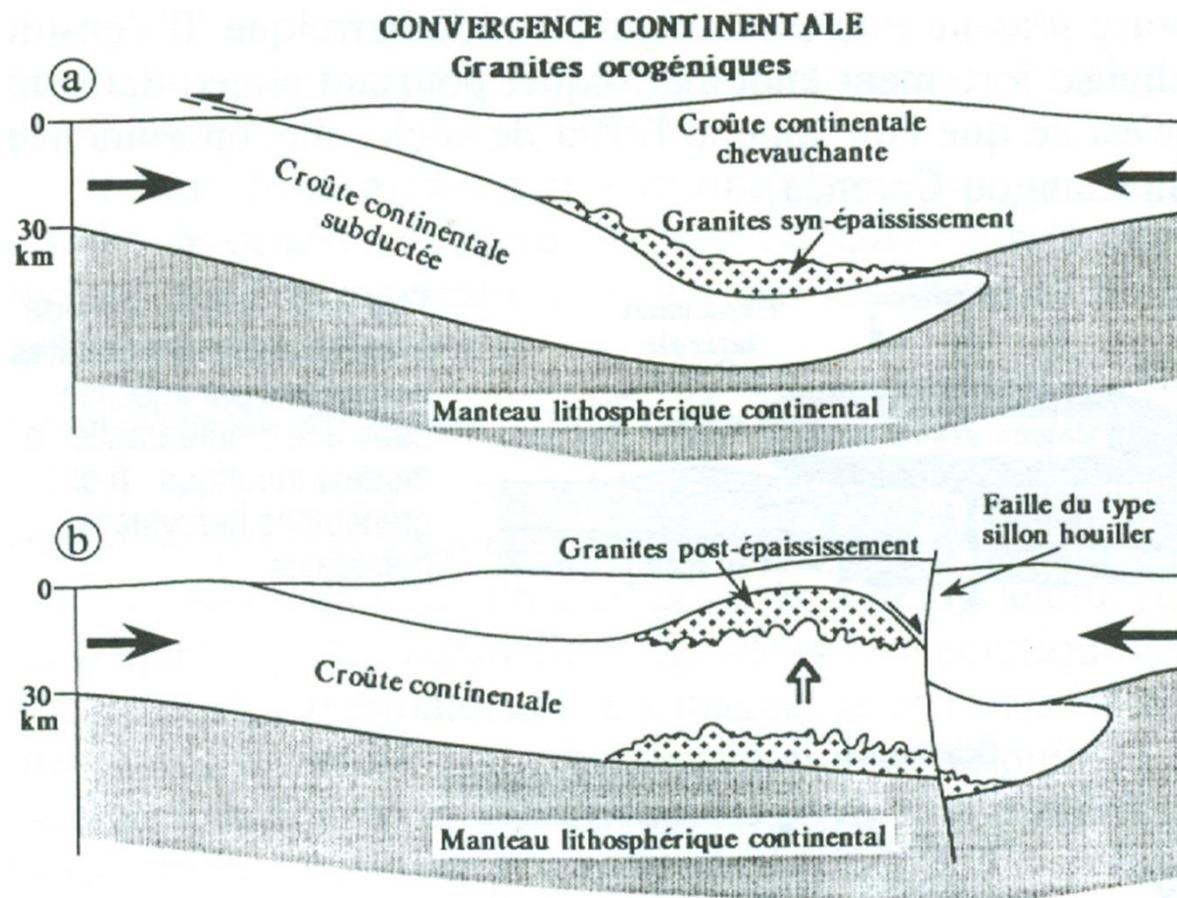
- **dans les zones de subduction** : la croûte océanique gabbroïque qui subducte sous une croûte continentale se métamorphise par augmentation de la pression et de la température. Le gabbro se transforme en amphibolite : il passe dans le faciès « schistes bleus à glaucophane » (la glaucophane est une amphibole sodique) puis en élogite : il passe dans le faciès « élogite à grenats ».

Or, l'amphibole est un minéral hydraté, riche en groupements hydroxyles (ou oxydryles) OH^- . A l'inverse, le grenat est un minéral anhydre. Le passage du « faciès amphibolite » au « faciès élogite » s'accompagne donc d'une déshydratation de la croûte océanique.

Cette eau quitte la croûte océanique pour monter dans le coin asthénosphérique qui surmonte le « slab » et y provoque là aussi une fusion partielle de la péridotite et la formation de magma basaltique. Du magma granitique peut se former par le même mécanisme que celui évoqué pour les zones en distension (par « underplating » ou « intraplating ») mais aussi par d'autres mécanismes : l'épaisseur de la croûte continentale étant, dans ce contexte de subduction, très importante, les magmas basaltiques ont du mal à gagner la surface. Souvent, ils vont stagner en cours d'ascension dans des chambres magmatiques où, par différenciation et cristallisation fractionnée, assimilation de l'encaissant ou hybridation, ils vont donner naissance à un magmatisme intermédiaire de nature andésitique : volcanisme andésitique et plutonisme granodioritique mais également à des magmas granitiques.



- enfin, **dans les zones de collision** : là, des nappes de croûte continentale se chevauchent pour générer du relief. Lorsqu'une nappe, froide et hydratée en surface, passe sous une nappe chaude et anhydre en profondeur, elle libère de l'eau dans le plan de cisaillement. Puis une grande partie de cette eau gagne ensuite l'unité chevauchante pour y abaisser le solidus du granite qui va donc fondre partiellement.



e) Age

Le granite de Pouzauges a toujours posé problème !

Une première datation du granite de Pouzauges par la méthode Rb-Sr a été effectuée par J. SONET en 1968. L'âge moyen calculé pour les roches totales et orthoses était de 445 Ma avec un rapport initial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ voisin de 0,712.

Une deuxième datation sur roche totale, toujours par la méthode Rb-Sr (J. BERNARD-GRIFFITHS et R. CHARLOT - 1979), a fourni un âge de mise en place du granite à l'Ordovicien inférieur, le rapport initial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ étant voisin de 0,708.

Une troisième datation a été réalisée par R. WYNS et J. LE METOUR en 1983 (méthode Rb/Sr sur roches totales) et a donné un âge de 483 ± 22 Ma, âge confirmé en 1997 par J-M BERTRAND et J. LETERRIER cette fois-ci par la méthode U-Pb sur zircons.

Du fait de ce dernier âge Ordovicien inférieur (483 ± 22 Ma), le granite de Pouzauges ne pouvait pas être un granite de collision, la collision hercynienne accompagnée des grands chevauchements avec empilement de nappes ne débutant certainement qu'à la limite Dévonien- Carbonifère inférieur (360 Ma).

De par son chimisme calco-alcalin, on pouvait aussi en faire un granite de zone de subduction. Mais l'éclogitisation de la croûte océanique constituant le Complexe des Essarts a été datée à 436 ± 15 Ma (PEUCAT, datation U/Pb sur Zircon), c'est-à-dire du Silurien moyen (limite Llandovery-Wenlock).

NB : L'âge de l'éclogitisation n'est pas certain. Pour BALLÈVRE, l'éclogitisation des gabbros océaniques aurait plutôt eu lieu vers 370-360 Ma. Dans ce cas, l'âge de 436 Ma pourrait être celui du début de l'accrétion océanique.

Bref, que l'âge de cette éclogitisation soit Silurien moyen (436 Ma) ou Dévonien moyen (370-360 Ma), l'éclogitisation est dans les deux cas postérieure (plus jeune) que le granite de Pouzauges ; **en aucun cas, le granite de Pouzauges ne pouvait être lié à la subduction de la croûte océanique de l'Océan Centralien.**

Restait alors la dernière hypothèse : celle d'une distension de la croûte continentale et cela allait bien dans le sens d'une future océanisation ! La croûte continentale à force de s'étirer allait finir par se déchirer et une croûte océanique se former à l'emplacement de la déchirure !

Pendant longtemps, on a donc fait du granite de Pouzauges un granite de domaine intracontinental en distension.

Ce raisonnement ne tient plus !

Le granite de Pouzauges a été récemment « redaté » à 347 ± 4 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite (COCHERIE in Poncet et Bouton, notice de la feuille de Moncoutant) soit de la limite Tournaisien-Viséen (Carbonifère inférieur).

D'un seul coup, on l'a rajeuni de près de 130 millions d'années !

Et, rappel, 347 Ma (Carbonifère inférieur, limite Tournaisien-Viséen) est à peu près l'âge de la collision continentale et de la mise en place des nappes vendéennes.

Aujourd'hui, il faut donc admettre que le granite de Pouzauges s'est formé au cours de la collision hercynienne (= granite syn-collision), en même temps ou juste après la mise en place des nappes vendéennes et avant celle du granite voisin de Clisson - Mortagne-sur-Sèvre qui s'est formé lui à 313 Ma dans un bassin en pull-apart et dans un contexte de cisaillement dextre (= granite post-collision).

Et cette nouvelle datation permet de régler une observation ancienne qu'on avait du mal à expliquer : ***Pourquoi le granite de Pouzauges, aussi vieux (483 Ma) n'a-t-il pas été déformé par l'orogénèse hercynienne comme beaucoup d'autres granites ordoviciens du Domaine Sud-armoricain ou par la mise en place de la diorite de Moncoutant vers 375 Ma, responsable d'un métamorphisme régional ?***

Jusqu'ici, on l'expliquait par l'existence à son pourtour d'une auréole de cornéennes (métamorphisme de contact) qui, du fait de sa dureté, de sa rigidité, de son épaisseur aussi (d'ordre kilométrique) avait vraisemblablement joué le rôle d'un pare-chocs, d'une coque protectrice vis-à-vis du granite.

L'explication est maintenant toute simple : le granite de Pouzauges a échappé à toute déformation tout simplement parce qu'il est « jeune », postérieur aux grandes déformations contemporaines de la mise en place des nappes. Il a seulement été affecté par les derniers grands décrochement dextres, celui de l'accident de Montaigu-Secondigny.

Conclusion

Il faut donc retenir l'hypothèse de Poncet (1993) et Poncet & Bouton (2010).

Le granite de Pouzauges est un granitoïde circonscrit. Il recoupe son encaissant à l'emporte-pièce (enclaves) en y développant un métamorphisme de contact (cornéennes et schistes tachetés).

Et s'il a échappé au métamorphisme à l'origine de la schistosité régionale synchrone de la mise en place de la diorite de Moncoutant (375 Ma), c'est tout simplement parce qu'il s'est formé après, à ± 347 Ma.

Le granite de Pouzauges fait alors partie des « *granitoïdes calco-alcalins carbonifères* » *sensu* Lagarde et al. (1992) qui se sont mis en place en contexte post-collision.

f) Origine du magma

- *Apport des zircons*

La typologie de certains zircons indique que le magma à tendance alcaline a cristallisé à haute température (800 - 900°C). Leur cœur a donné un âge archéen (intercept supérieur à 2856 ± 131 Ma). Le magma a donc remobilisé du matériel très ancien.

- *Intérêt du rapport initial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$*

La datation du granite de Pouzauges par la méthode Rb/Sr réalisée par R. CHARLOT en 1979 a donné un rapport initial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ voisin de 0,708.

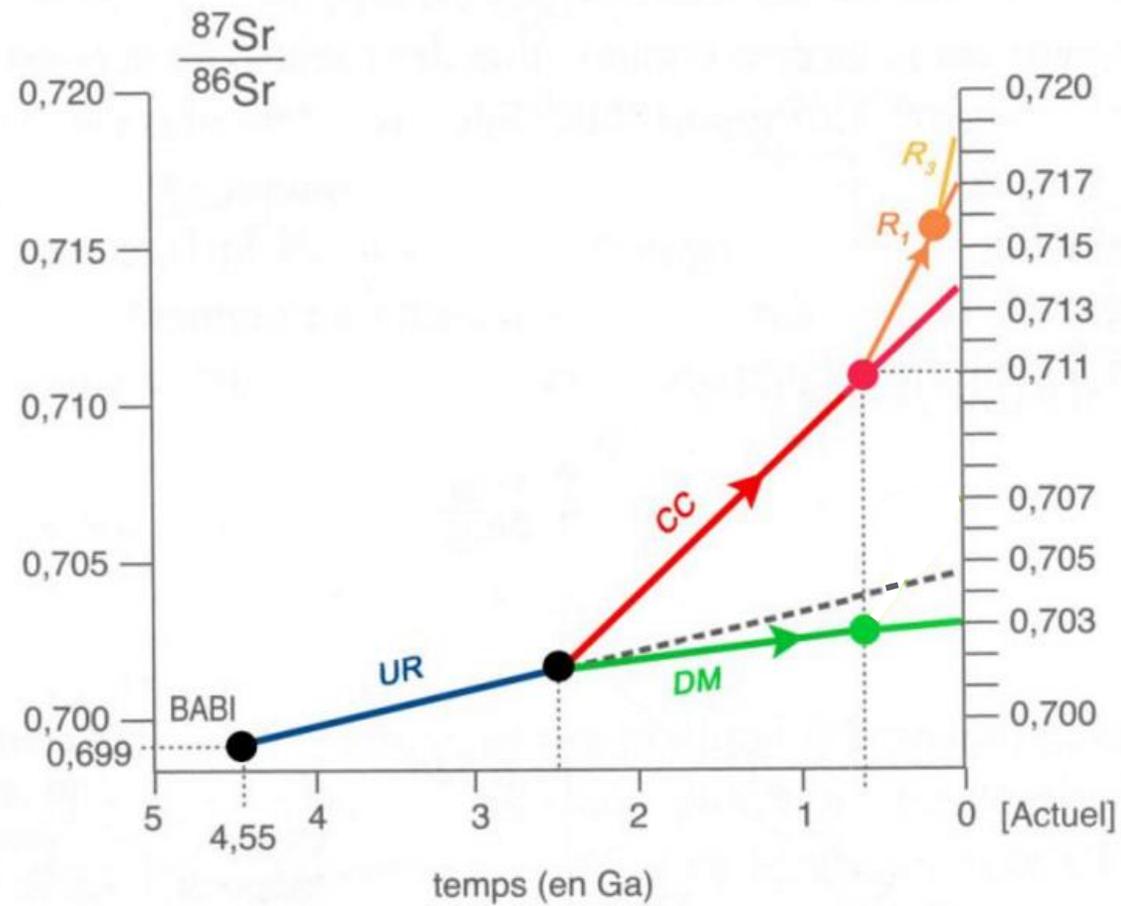
Or, la croûte continentale (CC) est caractérisée par un rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ supérieur à 0,705 (il est en moyenne de 0,710) et le manteau supérieur « appauvri » (DM) par un rapport de l'ordre de 0,702 seulement, rapports situés de part et d'autre de la valeur actuelle du rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ de l'UR : 0,7046.

En aucun cas, le granite de Pouzauges ne peut donc être d'origine mantellique.

Il aurait une origine crustale avec des apports basi-crustaux attestés par la présence d' « enclaves microgrenues sombres ».

Ce serait également le cas des granites et migmatites voisins et contemporains du granite de Pouzauges comme :

- le leucogranite à deux micas de l'Ortay (85) (feuille de Montaigu) daté à 350 ± 11 Ma,
- le granite de Trémentines (49) (feuille de Cholet) : 347 ± 14 Ma (datation Rb/Sr sur roche totale - Le Métour - 1989),
- les anatexites de la Tessoualle (49) et de Mauléon (79) : 355-360 Ma équivalents les plus orientaux des migmatites des Herbiers (368 Ma).



BABI = « basaltic achondrite best initial »

UR = réservoir uniforme correspondant au manteau inférieur

CC = croûte continentale

DM = « depleted mantle » ou manteau appauvri

R1 et R3 = magmas granitiques issus de la fusion partielle de la CC. Ils ont un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encore plus élevé.

Les cornéennes

Elles affleurent en une **auréole de métamorphisme de contact** large de 1 à 1,5 km autour du batholite de Pouzauges. Les terrains affectés par ce métamorphisme sont des schistes et micaschistes précambriens au Sud vers l'unité du Synclinorium de Chantonay et des schistes, siltstones ou grès pélitiques d'âge cambrien au Nord vers le massif granitique de Mortagne.

a) Age

Limite Tournaisien-Viséen (Carbonifère inférieur) puisque le granite intrusif est âgé de $347 \text{ Ma} \pm 4 \text{ Ma}$ (U-Th-Pb sur monazite : Cocherie in Poncet et Bouton, notice de la feuille de Moncoutant)

b) Formation

Métamorphisme de contact dans le faciès des cornéennes à albite-épidote et le faciès des cornéennes à amphibole. Auréole de métamorphisme de contact dont la largeur varie de 1 à 1,5 km environ.

c) Description des cornéennes

Roches très dures, non fissiles, de couleur gris sombre, et où les cristaux sont rarement visibles à l'œil nu (à l'exception de fines paillettes de biotite et plus rarement de muscovite) ce qui fait qu'on peut les confondre facilement avec des roches volcaniques ou des amphibolites. Les faciès clairs font penser à des grès fins (peut-être les grès de Saint-Mars-La-Réorthe) et les faciès sombres à des pélites.

d) Composition minéralogique

- cristaux de *quartz* ou de *feldspath* souvent bordés d'un liseré micacé formé d'un feutrage de *fines séricites*,
- *biotite* (souvent chloritisée) très abondante se présentant soit en cristaux isolés, trapus de 0,1 à 0,3 mm dispersés dans la matrice (porphyroblastes), soit en agrégats irréguliers de 0,5 mm de diamètre,
- *muscovite* de la taille de la biotite. Plus rarement, grenat et/ou épidote ; grenat de petite taille souvent entouré d'une auréole de chlorite,
- blastes de *microcline* trapus de 2 à 5 mm parfois présents dans les cornéennes proches du granite,

Les faciès métamorphiques vont du faciès à hornblende à proximité du granite de Pouzauges, avec une paragenèse à *biotite - muscovite - cordiérite - plagioclase* ou *biotite - muscovite - microcline* jusqu'au faciès à *albite-épidote* lorsque l'on s'en éloigne, avec *muscovite - biotite - épidote*.

Ce métamorphisme a donc eu lieu dans des conditions d'intensité intermédiaire entre le faciès des cornéennes à albite-épidote et le faciès des cornéennes à amphibole (environ 500°C) et en conditions statiques comme l'indique la quasi-absence d'orientation des minéraux.

e) Origine du matériel

Le passage des cornéennes aux schistes de la Burnière, aux micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre puis aux grès fins de Saint-Mars-La-Réorthe et Ardelay encaissants se fait progressivement.

Or, les cornéennes du granite de Pouzauges présentent une même granulométrie et une même composition minéralogique en clastes de quartz et de feldspaths que les grès de Saint-Mars-La-Réorthe et d'Ardelay. Il est donc très probable que les cornéennes proviendraient du métamorphisme de ces grès, « cuits » au contact de l'intrusion du granite de Pouzauges.

Et la présence de biotite et de grenat dans les cornéennes et leur absence dans les grès suggèrent que ces minéraux (biotite et grenat) sont bien liés au métamorphisme de contact du granite de Pouzauges et non à un métamorphisme général.

f) Conditions du métamorphisme de contact

Lorsque le magma est arrivé près de la surface, il s'est étalé en un laccolite, il était encore liquide.

Il a irradié de la chaleur autour de lui ce qui a provoqué la « cuisson » sur plusieurs centaines de mètres (rappel : l'auréole de métamorphisme a une largeur moyenne de l'ordre du km) des sédiments encaissants et la formation des cornéennes.

Et sans doute parce que l'alimentation en magma s'est poursuivie par le bas, le laccolite a continué à progresser vers le haut en même temps qu'il devait s'étaler. Il a ainsi englobé puis « digéré » des lambeaux de cornéennes. C'est ce que montrent les photos de la diapositive suivante où l'on observe des figures de mélanges, l'encaissant subsistant parfois en enclave dans le magma granitique déjà largement cristallisé (gros feldspaths blancs).



Cornéenne près du contact avec le granite



Figure d'assimilation de la cornéenne par le granite



Figure d'assimilation de la cornéenne par le granite



Enclaves microgrenues sombres

Exploitation

Ancrée au cœur du Haut Bocage vendéen, la carrière de Landraudière est exploitée depuis 1930 sur la commune des Herbiers. Sur une superficie de 30 hectares, la société Carrières Mousset exploite un gisement homogène de cornéenne de très haute qualité.

Remarque : Le « Granite de Pouzauges » est également présent et l'on peut y observer des figures de mélange et des sills ou dykes de ce granite injectés dans la cornéenne. Mais il n'est pas exploité.

Exploitée sur 4 fronts de 15 mètres de hauteur, la carrière utilise des installations mobiles pour l'élaboration de ses granulats. Dans un souci d'amélioration de l'impact sur l'environnement et de préservation du gisement, les anciennes installations fixes de traitement des matériaux ont disparu en 2009 et ont laissé place à 4 groupes mobiles de traitement (concassage primaire, secondaire, tertiaire, criblage).

Au fond de la carrière, ces groupes assurent une production annuelle de 300 000 tonnes de graves, sables et gravillons à destination des entreprises de bâtiment et de travaux publics du Haut Bocage vendéen.

Les matériaux sont principalement utilisés dans la fabrication de plateformes industrielles, d'infrastructures routières, de bétons prêts à l'emploi, de préfas béton, d'enduits routiers...

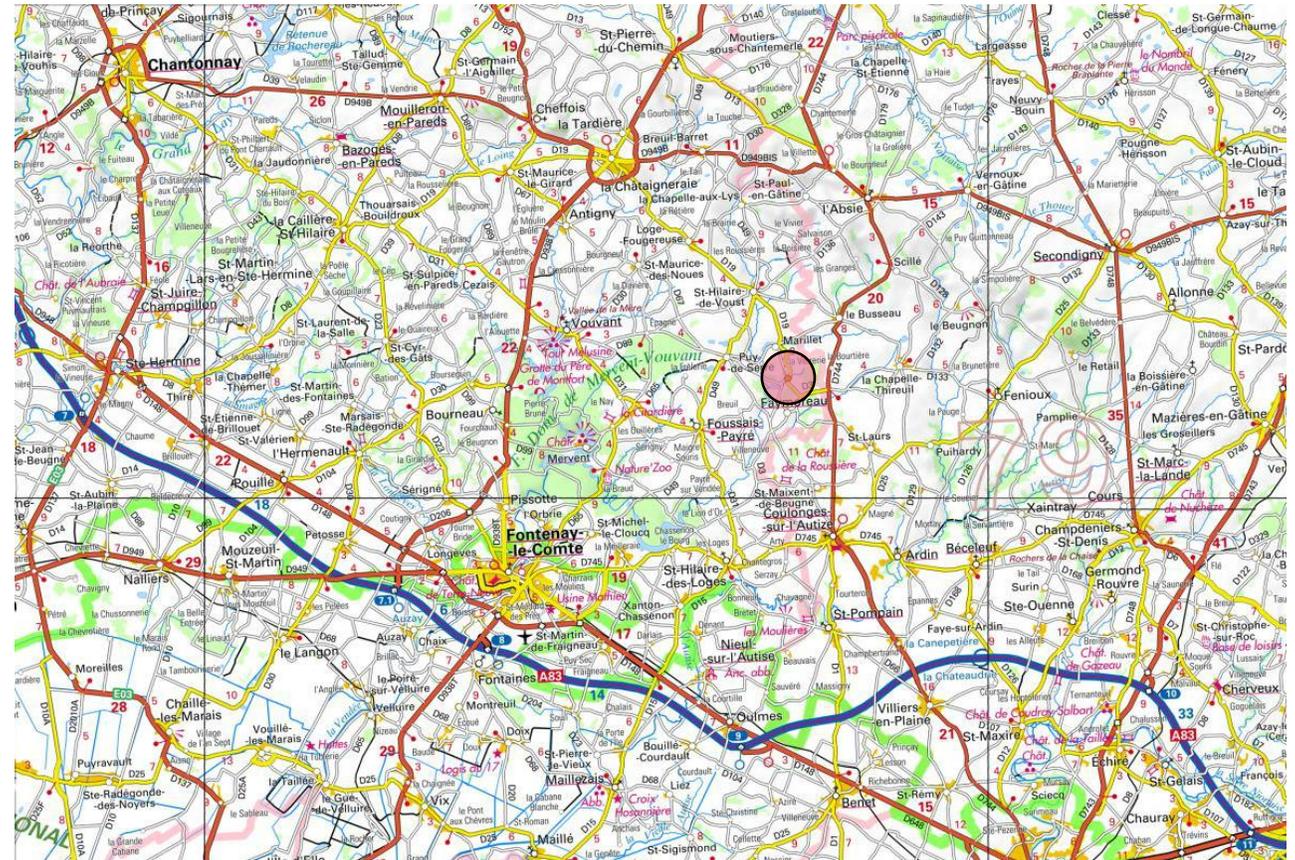
<http://www.groupe-migne.fr/societes/carrieres-mousset-landraudiere/>

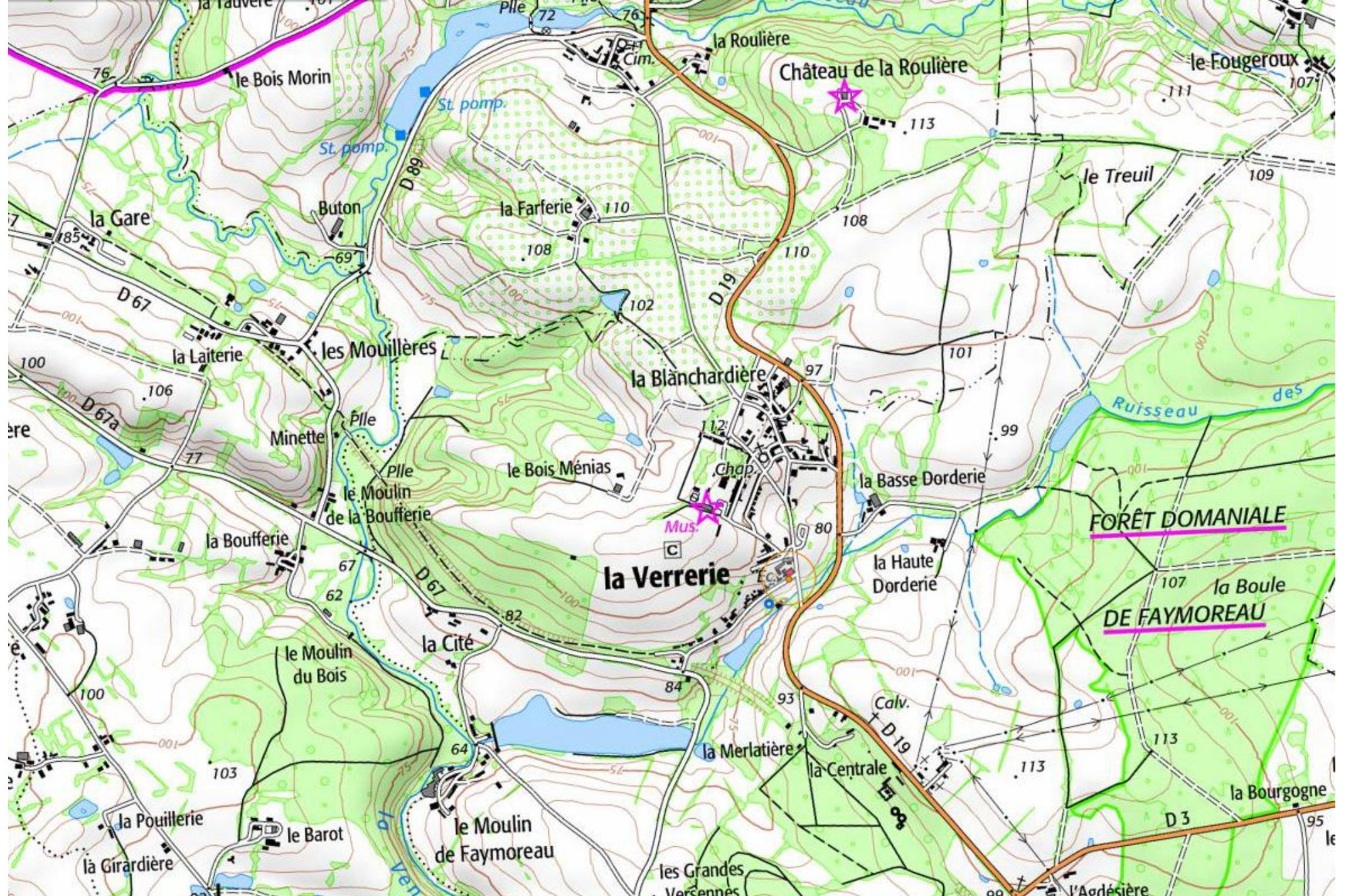
**Roches 20 : Les Schistes, Grès et Conglomérats houillers
de Chantonnay et de Faymoreau (85)**

Âge : entre 330 et 310 Ma - Carbonifère supérieur (Namurien à Stéphanien)

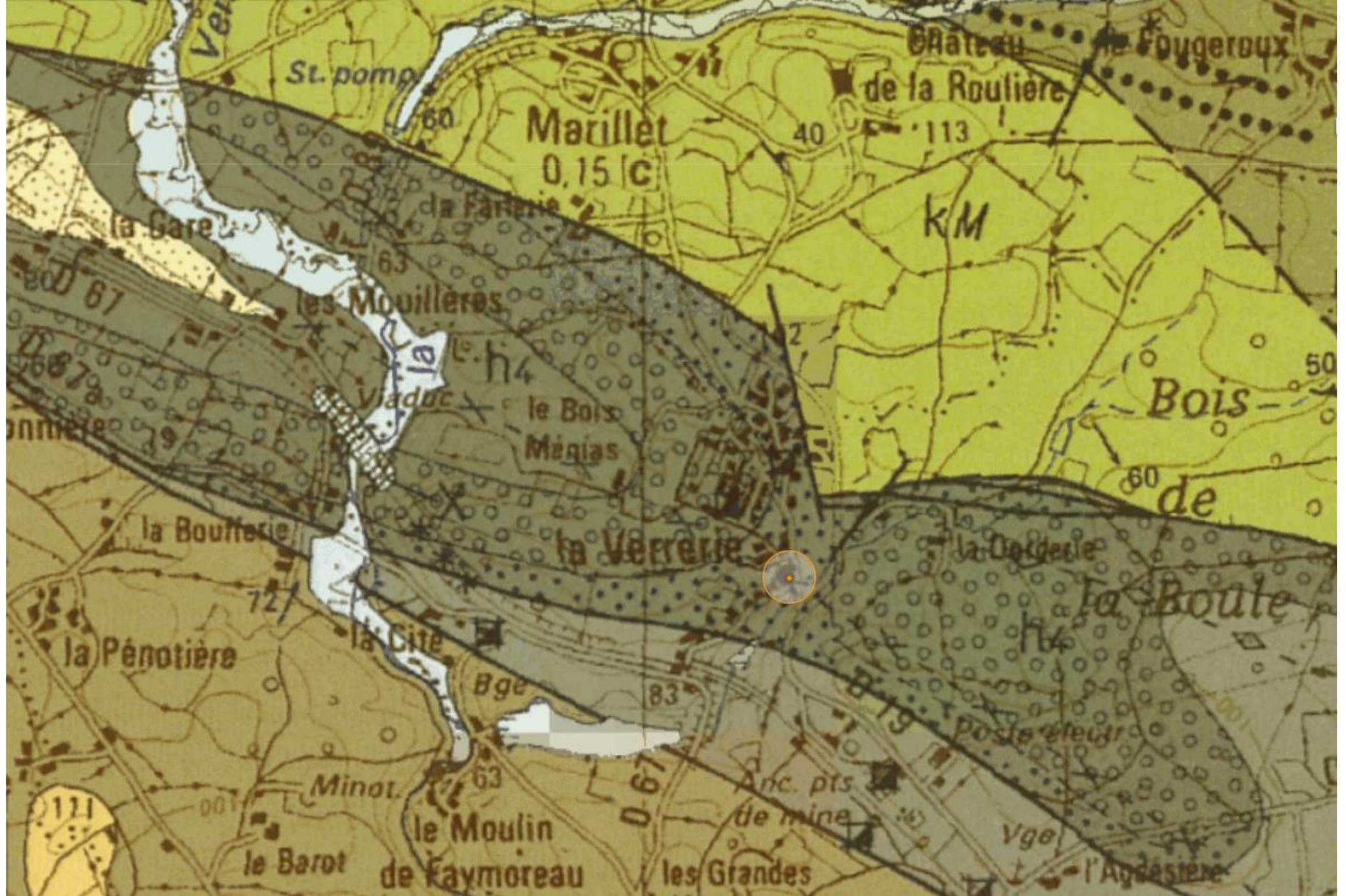
Situation géographique

Le Sillon houiller de Vendée s'étend sur près de 120 km (pour une largeur maximale de 2 km) depuis Port-Saint-Père près du Lac de Grand-Lieu jusqu'à Saint-Laurs, au S-E de la Vendée où il disparaît sous les sédiments du Bassin-Aquitain.









Ver

St. pomp

Marillet
0,15 | C

Château
de la Roulière

le Fougeroux

la Gare

la Ferrière

KM

les Mouillères

le h4

le Bois
Mégias

Bois

la Boufferie

la Verrière

la Dorderie

la Boule

la Pénotière

la Cite

Bge

poste élect

111

Minot.

le Moulin

Anc. pts
de mine

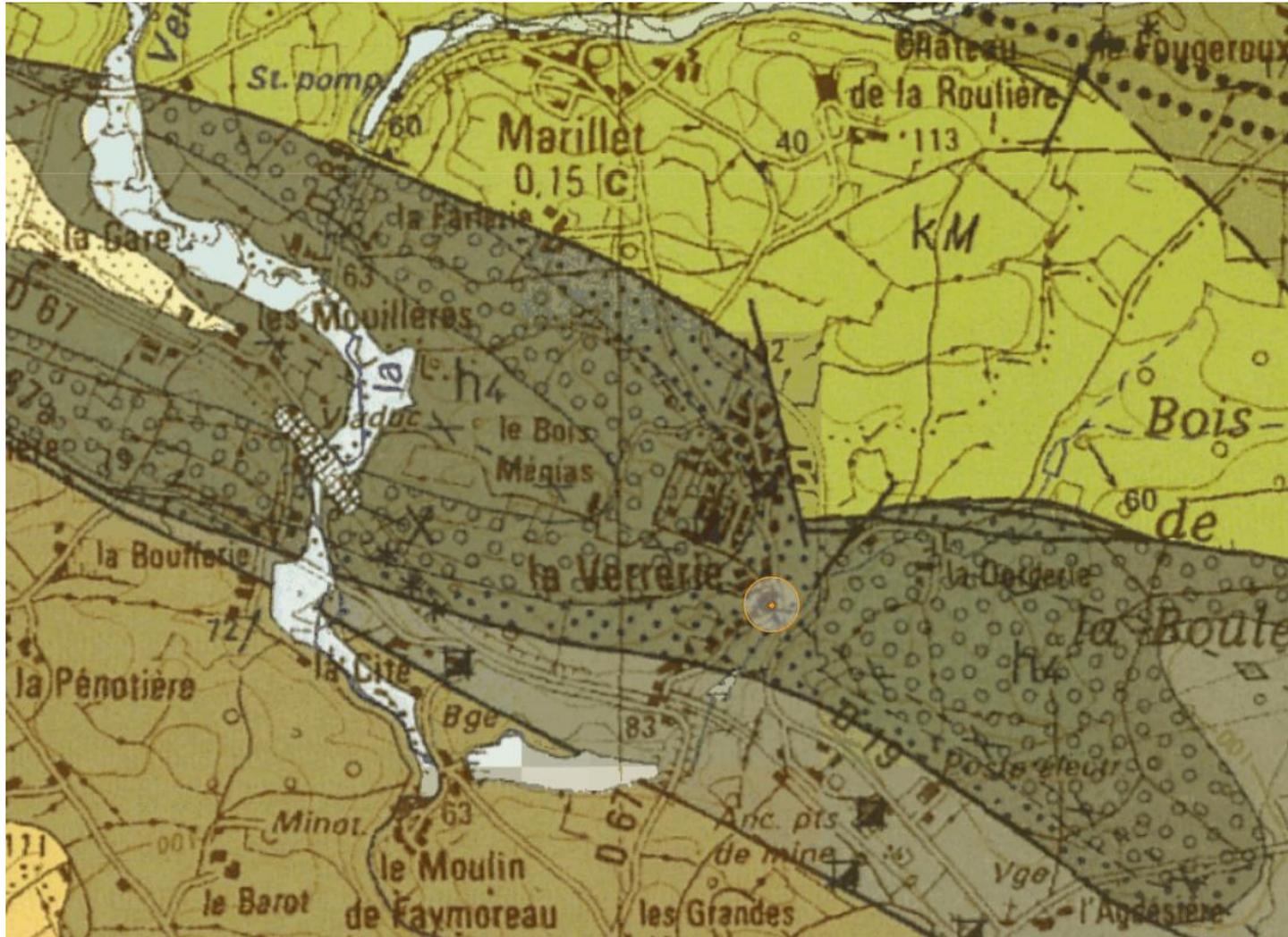
le Barot

de Faymoreau

les Grandes

vge

l'Agdestière



h4 Formation de la Verrerie (Stéphanien) à faciès gréseux arkosique et pélitique



h4 Formation de la Verrerie (Stéphanien) à faciès conglomératique



h3 Formation de Saint-Laurs (Namurien)



kR Unité de Roc Cerveille (Cambrien supérieur probable)



kM Unité du Marillet (Cambrien possible)



kS Formation de Sigournais (Cambrien supérieur)







La sédimentation houillère

Le charbon est une roche sédimentaire formée par l'accumulation d'une énorme quantité de débris végétaux : menus fragments de bois, spores, débris de cuticules, etc., enrobés dans un ciment amorphe, le vitrain. Tous ces débris sont classés et finement sédimentés.

Dans un bassin houiller, les couches de charbon ne représentent que 3 à 4% de l'épaisseur totale des sédiments et alternent avec des roches stériles : schistes, grès et conglomérats. L'agencement des sédiments par rapport à une veine de houille obéit à des lois précises. Il y a un rythme dans le dépôt même du charbon, puisqu'on observe un grand nombre de fois la succession : mur, veine, toit.

- Le mur est la formation sédimentaire qui supporte la couche de charbon ; il est perforé et taraudé en tous sens par des racines et rhizomes fossiles qui en oblitèrent la stratification : c'est un ancien sol de végétation ; il s'est donc formé sur une terre émergée ou tout au moins sous une profondeur d'eau très faible.
- La couche de houille (veine) qui s'est déposée ensuite correspond à une certaine épaisseur d'eau, puisque les sédiments végétaux qui la constituent ont subi un transport et un classement mécanique.
- Au-dessus de la couche, se sont déposés les sédiments du toit. Ce toit est bien différent du mur ; il est ordinairement composé de schistes finement feuilletés dans lesquels on trouve des coquilles ou des feuilles de fougères étalées. Il correspond donc à une profondeur d'eau plus forte, à une transgression.
- Enfin, au-dessus du toit, se déposent des grès, des sédiments de plus en plus grossiers. C'est donc que le bassin s'est alors progressivement comblé, jusqu'au moment où la végétation a pu s'y installer de nouveau, et où va recommencer le processus « mur, veine, toit ». Ce rythme traduit les variations de niveau des eaux dans le bassin houiller en formation.

La sédimentation houillère apparaît comme une sorte de lutte entre la sédimentation détritique (démantèlement de reliefs en voie de surrection) et le dépôt des sédiments carbonneux (emprise du couvert végétal). « Maintes fois, la forêt marécageuse où croissaient les plantes houillères a reculé, au cours de son histoire, noyée sous des invasions de boue et de sable ; mais dès que le remblayage a été suffisant et la hauteur des eaux réduite à la mince nappe humide permettant au couvert végétal de s'installer et de vivre, la forêt est revenue, du rivage voisin, reprendre possession des lieux » (C. Barrois).

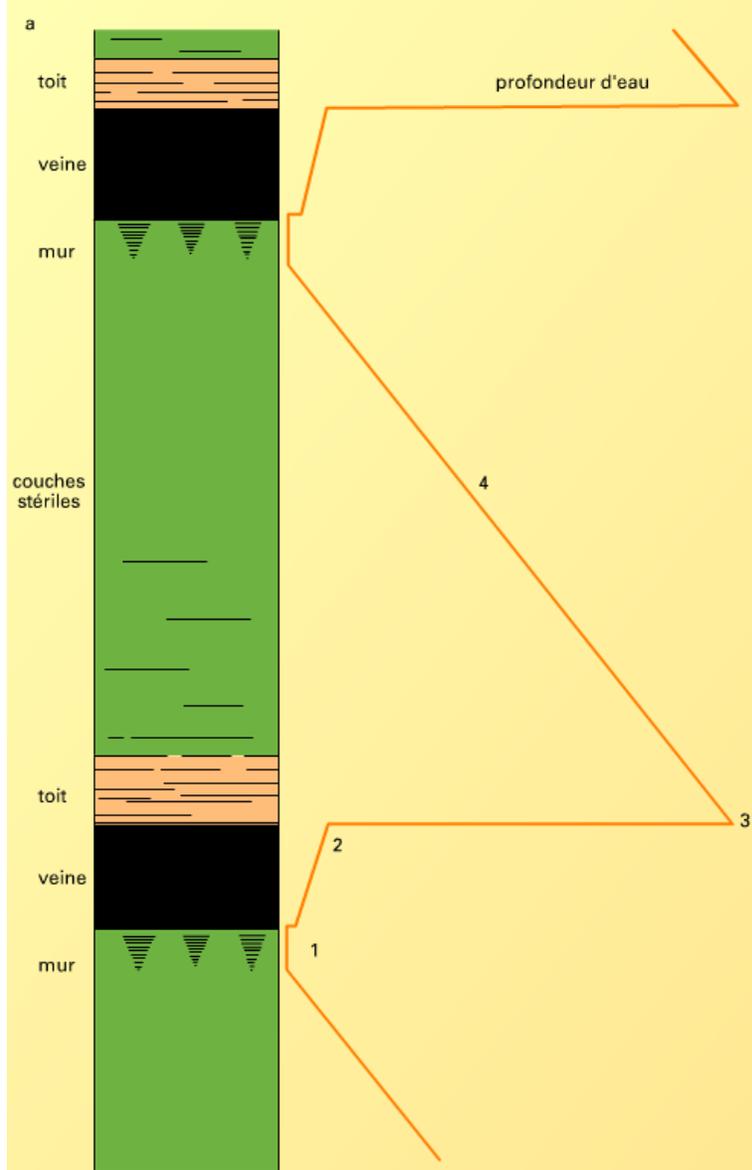
Ces faits mènent à la notion de microcycles de sédimentation, de cyclothèmes. De tels cycles se sont répétés au cours de l'histoire géologique de chaque bassin houiller, autant de fois au moins qu'ils contiennent de veines de houille.

Quelles en sont les causes ? Il faut concilier deux données contradictoires à première vue : des bassins houillers contenant plusieurs centaines, sinon plusieurs milliers, de mètres de sédiments n'ont jamais été très profonds, puisque leur fond se trouvait périodiquement envahi par une végétation terrestre. C'est donc qu'à des moments donnés il y a eu montée générale des eaux ou, ce qui revient au même, enfoncement du fond du bassin. Cette notion a été précisée par P. Pruvost (1930) sous le nom de subsidence : il y a eu chute du fond du bassin, non pas en une seule fois, mais par une série de chutes partielles, de saccades, séparées par des périodes de stabilité pendant lesquelles s'est fait l'alluvionnement. La somme de ces chutes a permis d'emmagasiner des milliers de mètres de sédiments dans des bassins qui n'ont jamais été très profonds. C'est ainsi que, dans le bassin franco-westphalien, on a compté environ 400 murs successifs pour une épaisseur totale de 2 000 m de sédiments, ce qui conduit à admettre une série de petits enfoncements de 5 m chacun en moyenne.

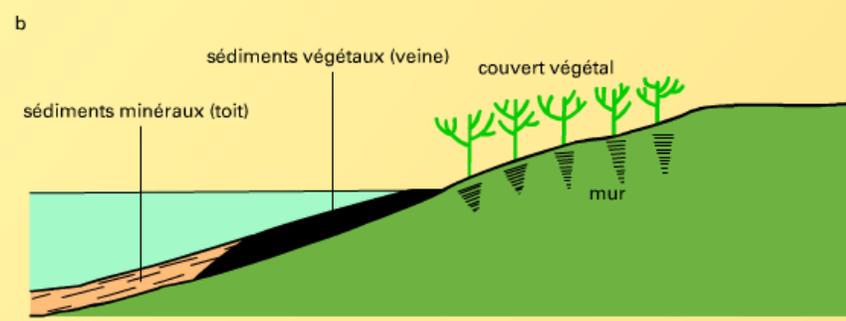
Il reste à comprendre la raison de ces saccades : tassement différentiel des sédiments ? divagation de bras de fleuves avec rupture de digues naturelles et apport brutal de sédiments grossiers dans les marais voisins, comme cela s'observe de nos jours dans le delta du Mississippi ? déformations brusques et intermittentes du sol sous l'action de poussées continues ? Nombre d'explications ingénieuses ont été proposées, et l'unanimité des géologues est loin d'être faite à ce sujet.

D'autre part, si le mécanisme de la subsidence est incontestable dans le cas du bassin franco-westphalien et de la plupart des grands bassins houillers, il rend mal compte de la formation, dans d'autres bassins, de couches puissantes de quelques dizaines de mètres : si on admet que les sédiments végétaux ont été compactés huit à dix fois pour former le charbon, une couche de 50 m a nécessité l'accumulation de 500 m de débris végétaux, ce qui est difficilement concevable dans le schéma de la subsidence. Ce problème n'a pas encore reçu d'explication satisfaisante.

Enfin, on connaît des cas où le charbon n'est pas formé de débris finement lités, mais de gros morceaux de bois, de souches, entassés en désordre ; il en est ainsi des lignites des Landes, ou du gisement de Wallensen près de Hanovre. Dans ce dernier, qui évoque plutôt la destruction d'une forêt par une avalanche, ou une accumulation de troncs arrachés et rassemblés par une inondation, les souches sont réparties dans le Pliocène sur une surface de 6 km² et une épaisseur atteignant 50 m. Leur importance a été estimée à 37 millions de tonnes. Même s'il ne s'agit pas d'un bassin houiller au sens habituel du terme, c'est un gisement en partie exploité ; et il faut en tenir compte : la formation des gisements houillers ne peut donc être ramenée à un mécanisme unique.

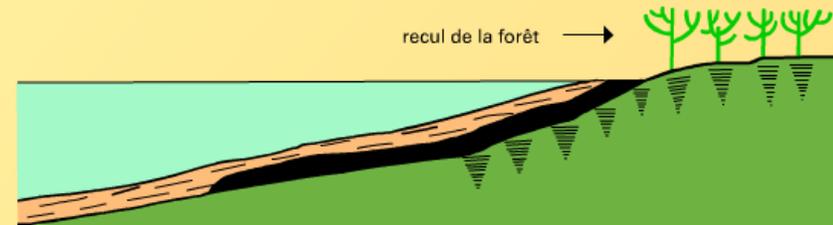


- 1 basses eaux
- 2 faible profondeur d'eau
- 3 inondation maximale
- 4 période de stabilité, alluvionnement



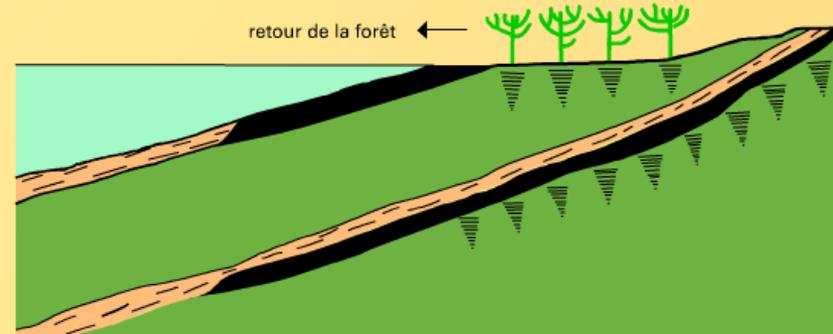
Stabilité (1) :

Dépôt simultané, dans des zones différentes, des sédiments végétaux de la veine, des sédiments minéraux du toit, et formation du mur



Subsidence (2, 3) :

Le niveau de l'eau montant, il y a déplacement de la forêt houillère et de son mur. Charbon et toit continuent de se déposer. Au maximum de la subsidence, dépôt du toit sur la couche de houille.



Nouvelle période de stabilité (4, 1) :

Le niveau de l'eau restant le même, la lagune se comble progressivement par le jeu de l'alluvionnement, jusqu'au moment où la végétation va s'installer à nouveau, et que va recommencer le phénomène mur-veine-toit.

Géologie

En ce qui concerne le Sillon Houiller de Vendée, comme son nom l'indique, il a dû fonctionner comme un piège tectonique, un bassin en « pull-apart » c'est-à-dire une zone effondrée apparue sur le dos du Complexe des Essarts-Mervent à l'Ouest et bordé à l'Est par le versant Sud du Synclinorium de Chantonnay qui vient le chevaucher.

C'était donc une sorte de grande cuvette entourée de reliefs et dans laquelle, sous un climat de type équatorial, se développait une végétation luxuriante de Fougères géantes, de Sigillaires, de Lépidodendrons et de Cordaitales.

Pendant des millions d'années, du Namurien au Stéphaniien, ce sillon a fonctionné comme une immense « poubelle », recueillant successivement des débris végétaux issus de la forêt, mais également des alluvions de rivières venues s'accumuler à l'occasion de grandes crues (seuls des torrents ont pu transporter des blocs aussi volumineux que ceux de la tranchée de la Cité à Faymoreau) ou de rejeux des failles bordières de ces bassins en « pull-apart ».

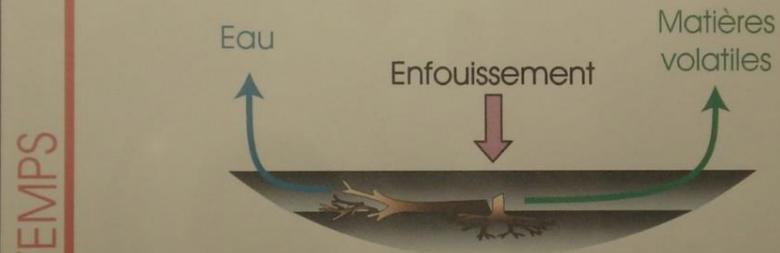
Du fait de la subsidence, cette accumulation répétée a amené tous ces matériaux en profondeur.

Lors de leur enfouissement, les débris végétaux ont fermenté puis subi une augmentation de la température et de la pression ; ils se sont tassés pour devenir de plus en plus compacts (il faut environ une épaisseur de 8 à 10 m de végétaux pour obtenir 1 m de charbon) et de plus en plus riches en carbone par expulsion de l'eau et des matières volatiles.

LA FORMATION DU CHARBON



① Les plantes de la forêt du Carbonifère ont fourni la "matière première".



② Lors de leur enfouissement, les débris végétaux subissent une évolution complexe grâce à l'augmentation de température et de pression. L'eau et les matières volatiles sont expulsées (pertes en hydrogène et oxygène), ce qui entraîne un enrichissement en carbone.



③ Avec le temps, les débris végétaux deviennent de plus en plus compacts et de plus en plus riches en carbone : ils se transforment petit à petit en charbon.

Reconstitution du paysage carbonifère





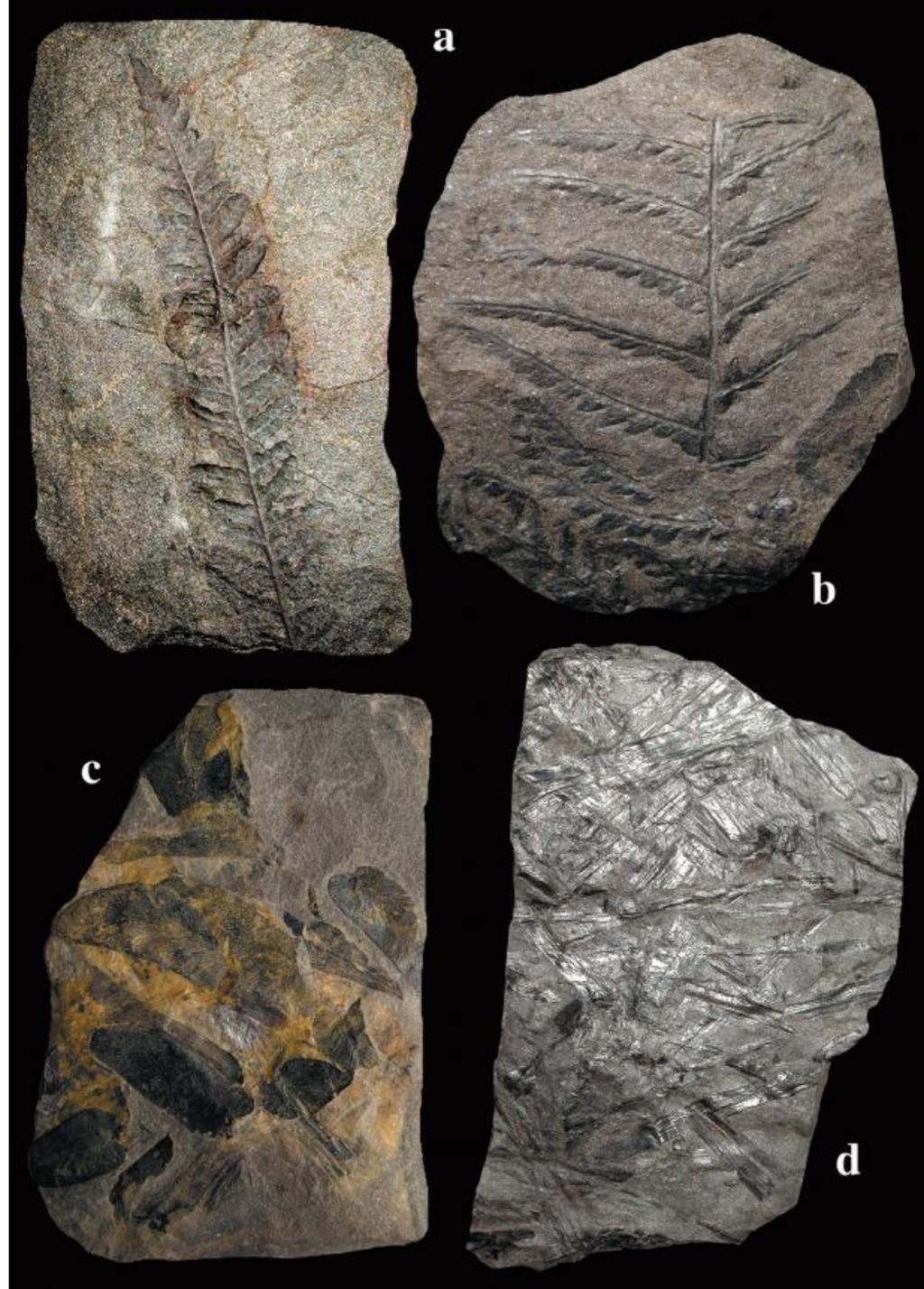
Planche 1 : Plantes carbonifères ►

(a): *Lobopteris miltoni* Artis – Pinnules à pourtour multilobé, nervure principale décurrenente et nervures secondaires obliques. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): fronde mesurant 9 cm de long sur 2 cm de large, portant 6 à 8 pinnules de 4 mm de large (au maximum) (Collection R. Vullo).

(b): *Pecopteris aspera* Brongniart – Pinnules petites et courtes, adhérentes entre elles et au rachis. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): fronde la plus grande mesurant 21 mm de long, portant 11 ou 12 pinnules de 1,5 mm de large (au maximum) (Collection R. Vullo).

(c): *Neuropteris heterophylla* Brongniart – Pennes à contour lancéolé, pouvant atteindre 3 cm de long; pinnules longues au maximum de 1,8 cm pour une largeur de 0,8 à 0,9 cm. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): plaque mesurant environ 3,5 cm de large, couverte de fragments de pinnules de 6 à 8 mm de large (Collection R. Vullo).

(d): *Cordaites* sp. – Feuilles allongées, marquées de nervures fines, mais d'ampleur variable. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): plaque mesurant environ 6,5 cm de large, couverte de fragments de feuilles de 2 à 5 mm de large (Collection É. Dépré).



Extrait de « Fossiles de la Préhistoire charentaise » de D. Néraudeau, Mazan et R. Vullo - Editions Le Croît vif - 2013

Planche 2 : Plantes carbonifères (suite) ►

(a): *Archaeocalamites radiatus* Brongniart – Tronçons de tiges de prêles arborescentes annelées et finement costulées (pouvant atteindre 10 cm de diamètre). Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): deux fragments d'axe costulé mesurant environ 15 cm de long sur 6 cm de large (Collection R. Vullo).

(b): *Sigillaria mamillaris* Brongniart – Tronçons de tiges de prêles arborescentes côtelées, les côtes, séparées par des sillons, mesurant de 4 à 6 mm de large. Les cicatrices foliaires sont de contour variable, subovales à subhexagonales. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): fragments d'axe costulé mesurant environ 13 cm de long sur 4 cm de large (Collection R. Vullo).

(c): *Lepidodendron ophiurus* Brongniart – Écorce à coussinets foliaires légèrement plus longs que larges, en forme de losanges irréguliers, et attache très proéminente. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): fragment d'écorce mesurant 11 cm de long sur 8 cm de large; dimension d'un coussinet foliaire; 5 mm (hauteur) × 4,5 mm (largeur) (Collection R. Vullo).

(d): *Lepidodendron aculeatum* Sternberg – Écorce à coussinets foliaires beaucoup plus longs que larges, en forme d'écailles aux extrémités pointues et effilées, sillon médian et attache sommitale. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): fragment d'écorce mesurant 11 cm de long sur 8 cm de large; dimension d'un coussinet foliaire: 30 mm de haut sur 11 mm de large (Collection R. Vullo).

(e): Terminaison d'axe de *Lepidodendron* sp. Westphalien (Carbonifère supérieur). Spécimen figuré provenant du Westphalien de Faymoreau (Vendée): tronçon mesurant 44 mm de long sur 6 mm de large (Collection R. Vullo).



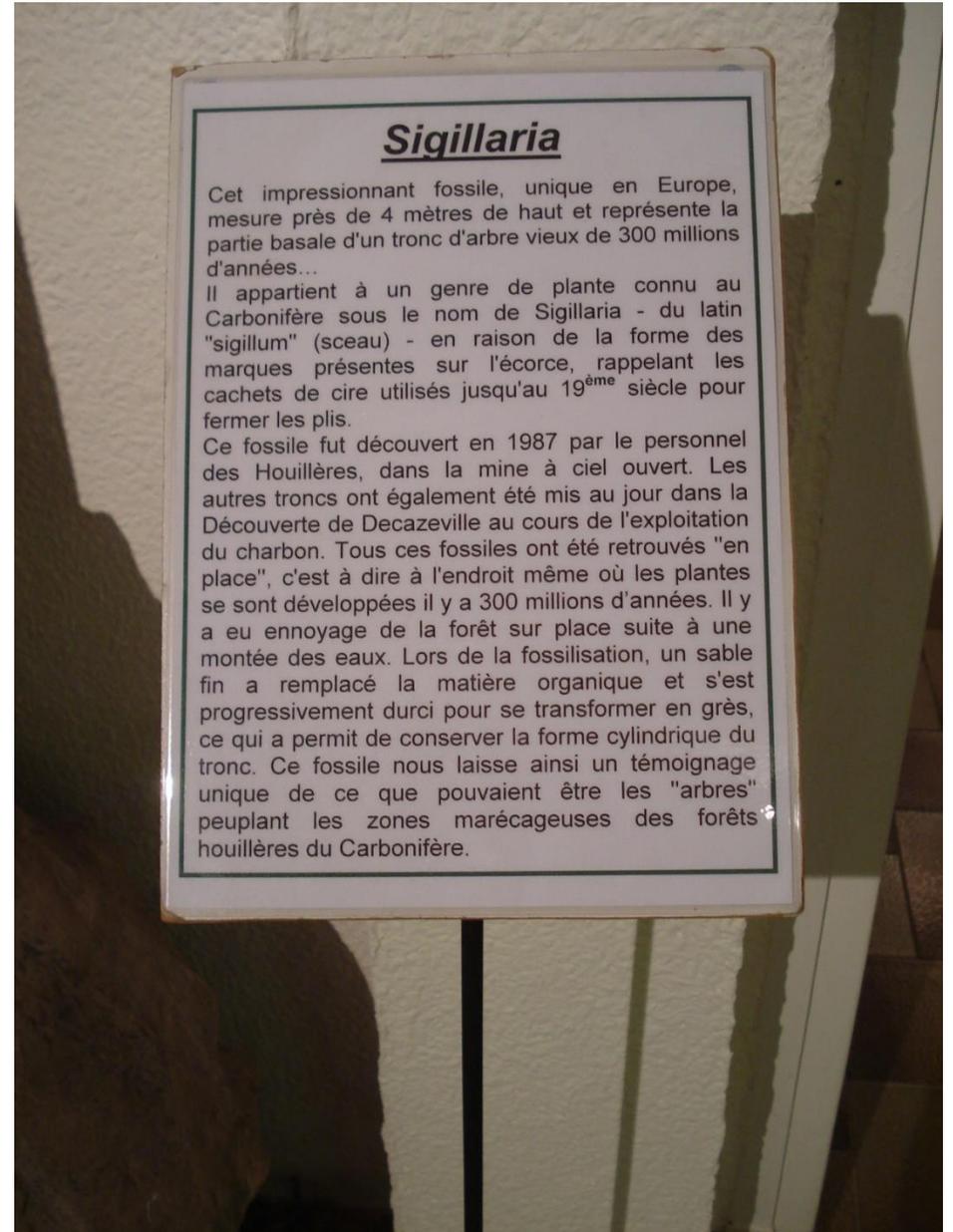
Extrait de « Fossiles de la Préhistoire charentaise » de D. Néraudeau, Mazan et R. Vullo - Editions Le Croît vif - 2013



Psammites

Alternance de lits psammitiques
et de sédiments fins









ARAUCARIA



Le premier conifère

Lebachia est un arbre apparu à la fin du Carbonifère, au moment où la végétation houillère commençait à disparaître. Issu de certains groupes de cordaïtes, Lebachia ressemblait assez aux araucarias actuels, avec un tronc et des rameaux recouverts de feuilles très serrées disposées en hélice. Cet arbre fait partie des premiers phanérogames connus (premières plantes à graines). On le retrouve dans les vastes plaines alluviales mais il boisait également les hauteurs. Répartition stratigraphique : Carbonifère - Permien.



Lebachia
Autunien
Lodève (Hérault)



Les cordaïtes

Ce sont des arbres fossiles fréquents dans les forêts houillères du Carbonifère. Ils pouvaient atteindre 40 mètres de haut et portaient de grandes feuilles allongées et coriaces disposées en spirales. Répartition stratigraphique : Carbonifère - Crétacé. Les cordaïtes sont les ancêtres des conifères, l'anatomie et la morphologie de ces deux végétaux étant très proches.



Cordaïtes sp.
Découverte de la Sorne

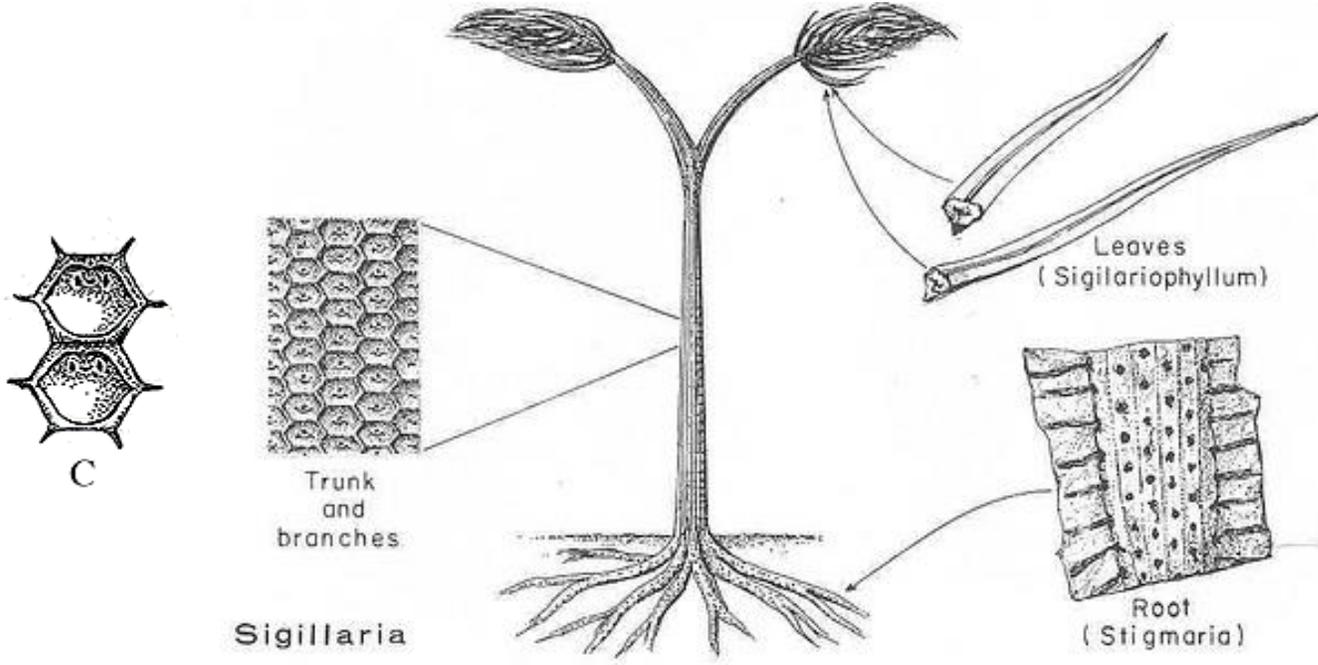


ites lingulatus
la Rayasse
Decazeville

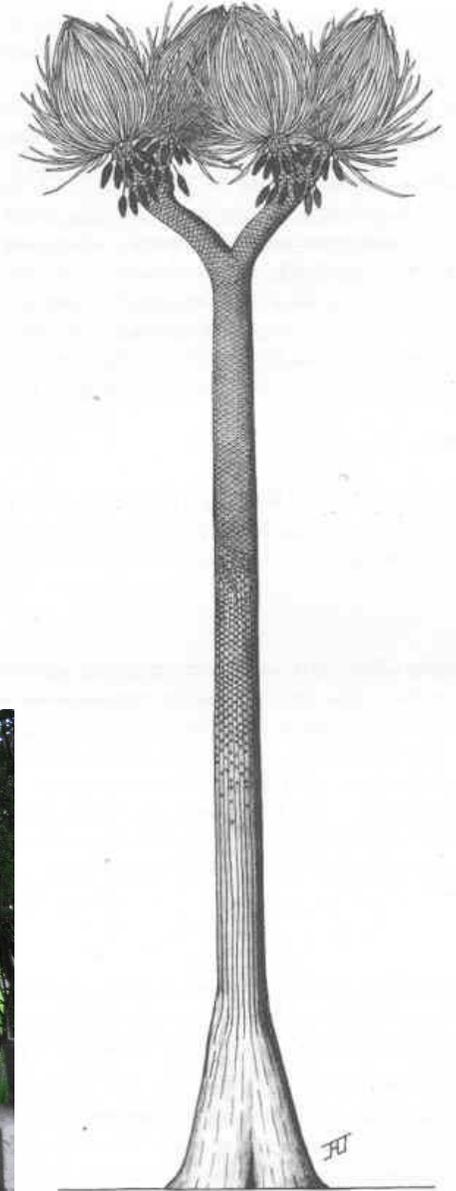
Feuille de cordaïte
Decazeville



LES SIGILLAIRES



Strobile (= cône)



Hauteur : 20 m



Cicatrices foliaires sur un tronc

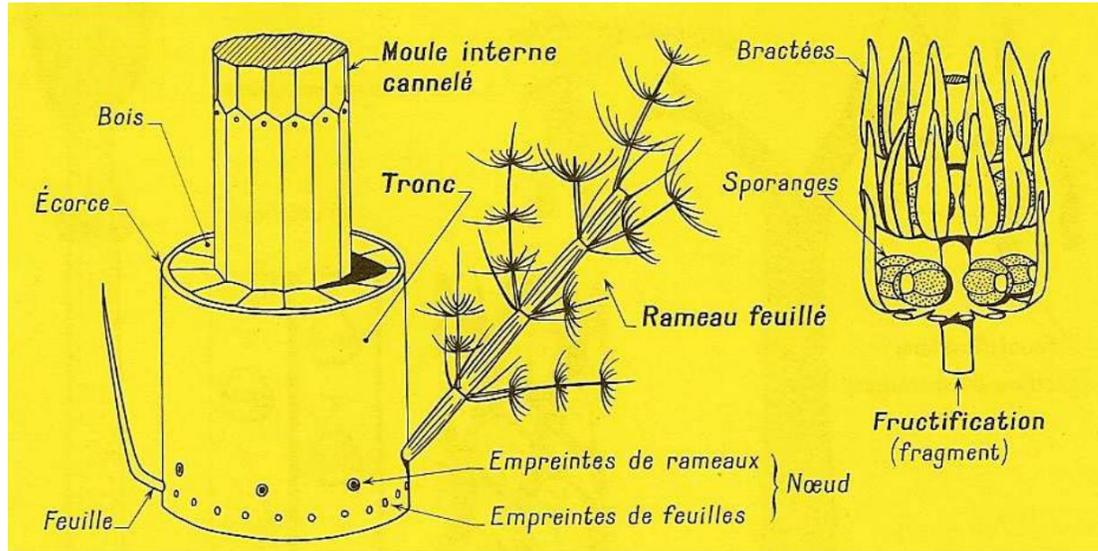


Cicatrices d'un strobilus (= cône)

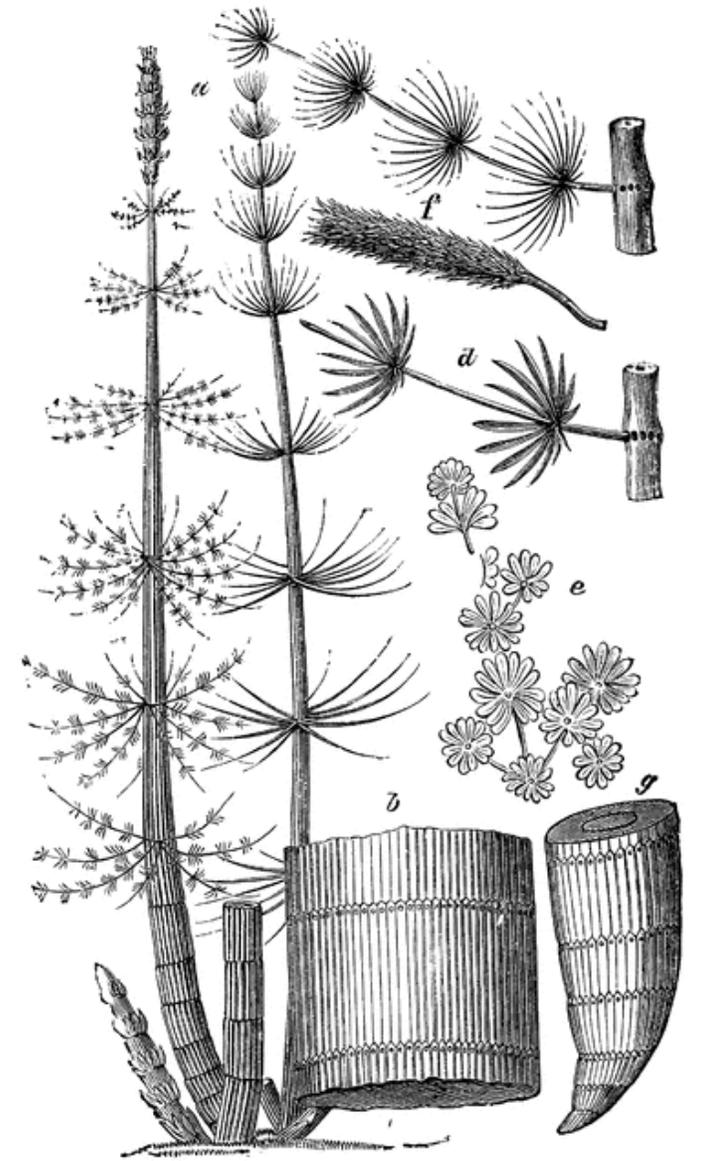


Stigmaria = appareil racinaire

LES CALAMITES : elles ressemblent aux Prêles actuelles



Épi de sporangiophores



Hauteur : 10 m
Diamètre du tronc : 1 m



Tronc de Calamites

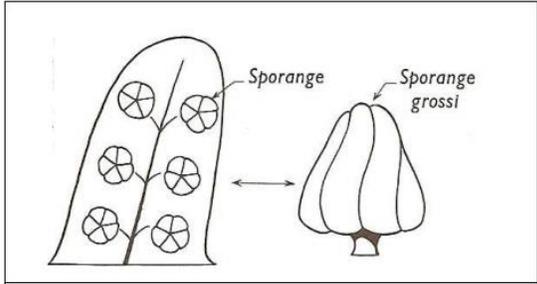


Verticille de feuilles

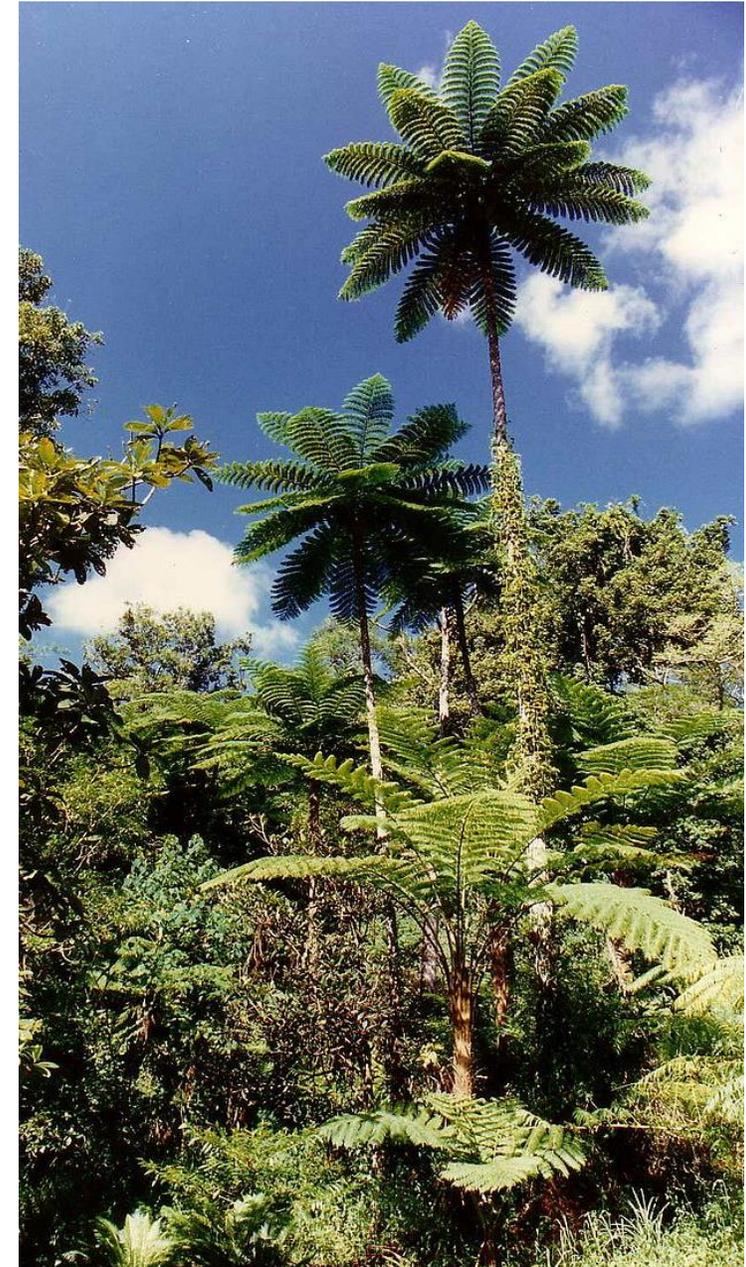
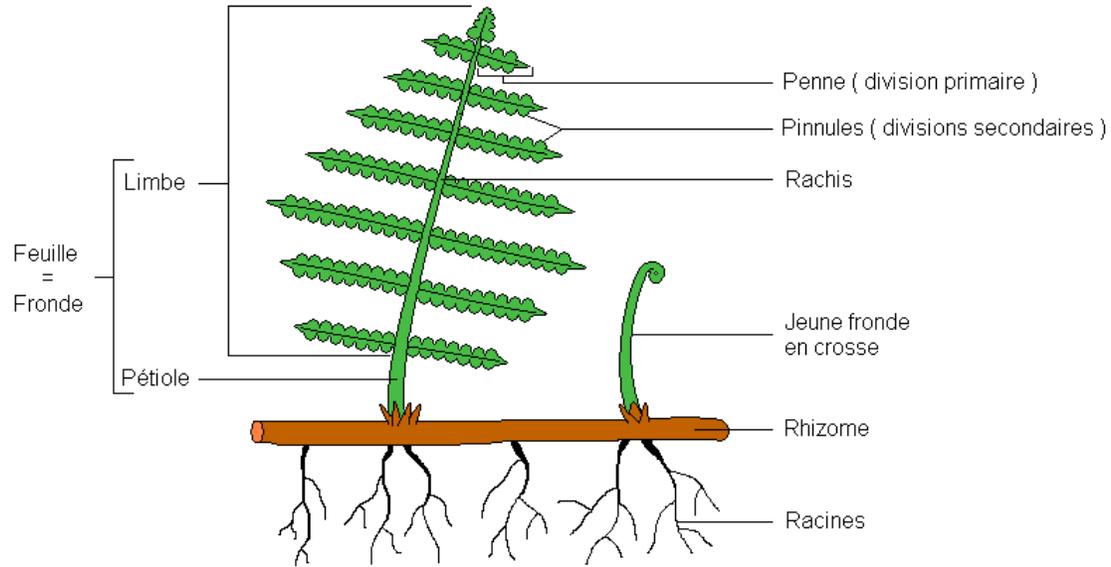


LES FOUGÈRES VRAIES (à spores) ou FILICOPHYTES

Les feuilles sont en connexion avec des sporanges.



Les feuilles sont en connexion avec des sporanges.



Hauteur : 30 à 40 m



Pecopteris



Diplazites



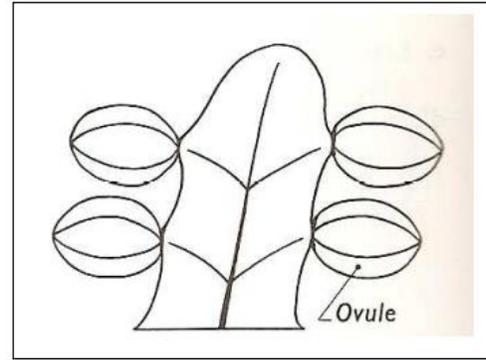
Zeilleria



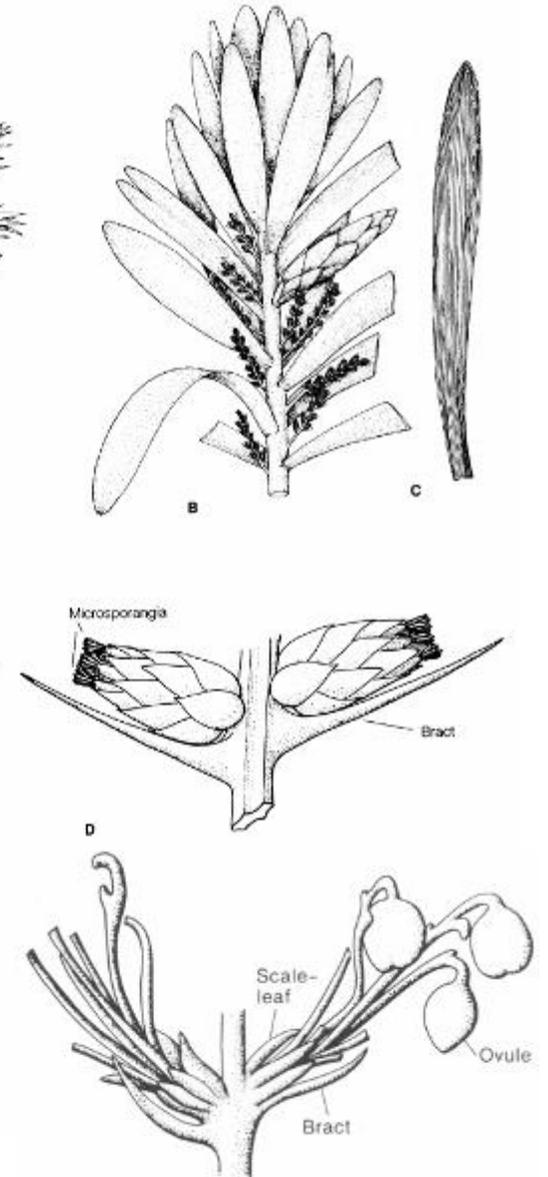
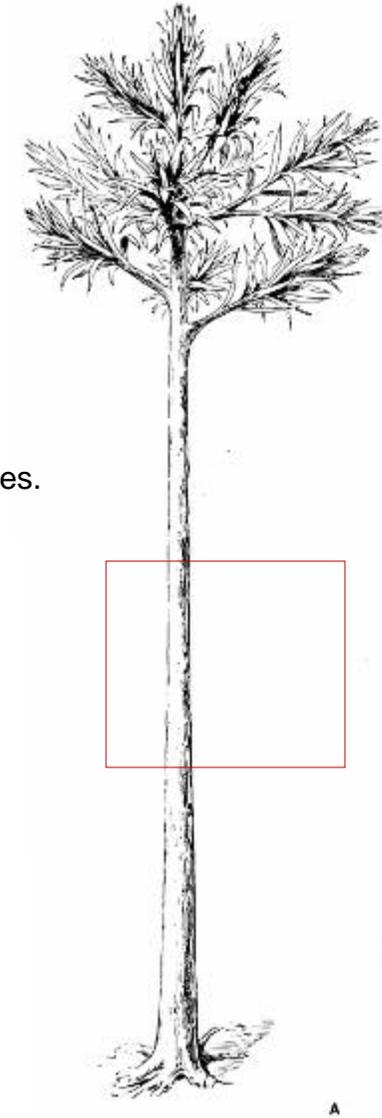
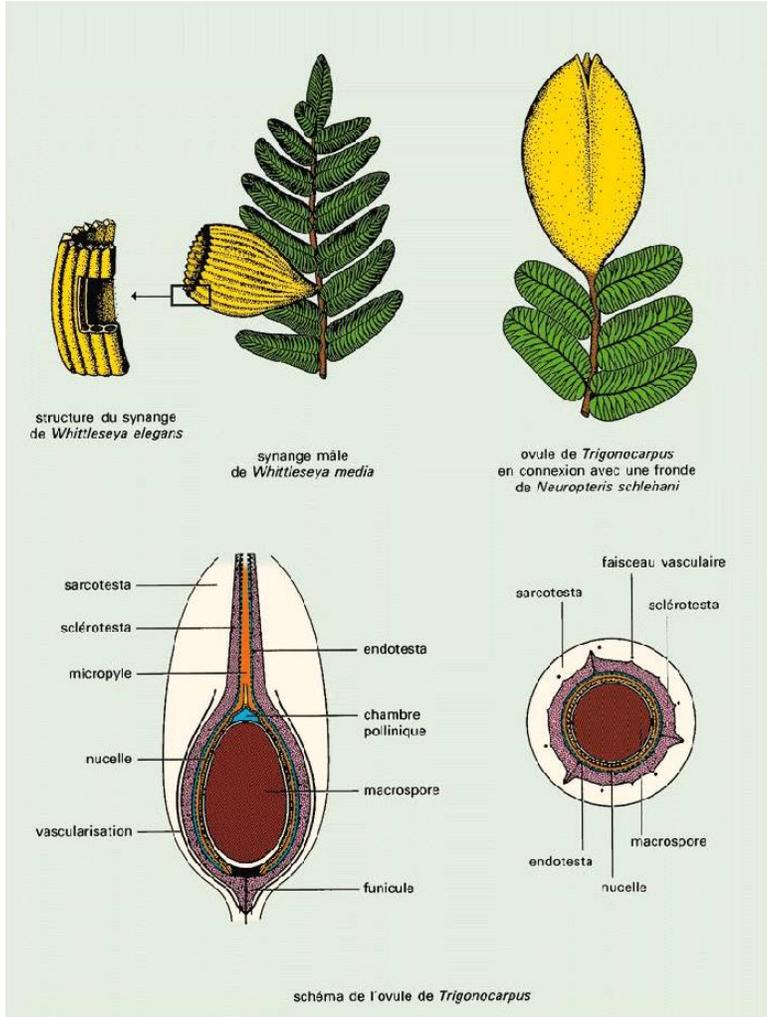
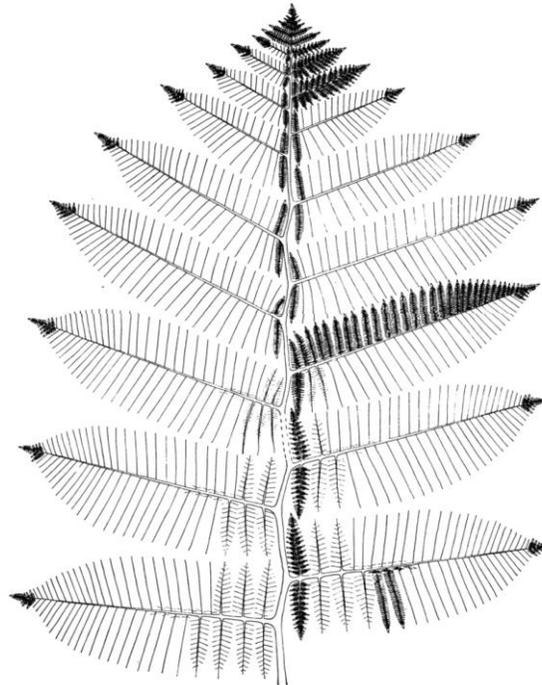
Sphyropteris

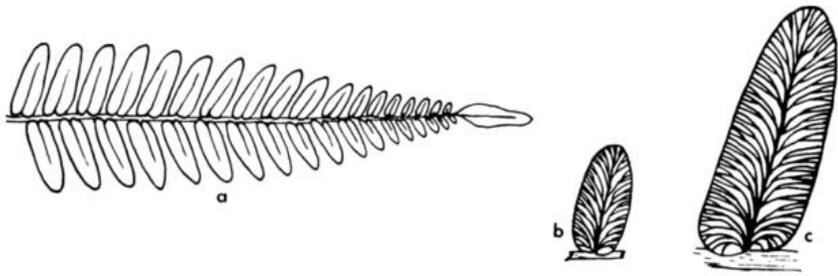
LES FOUGÈRES « À GRAINES » ou PTÉRIDOSPERMAPHYTES

Les feuilles sont en connexion avec des ovules.



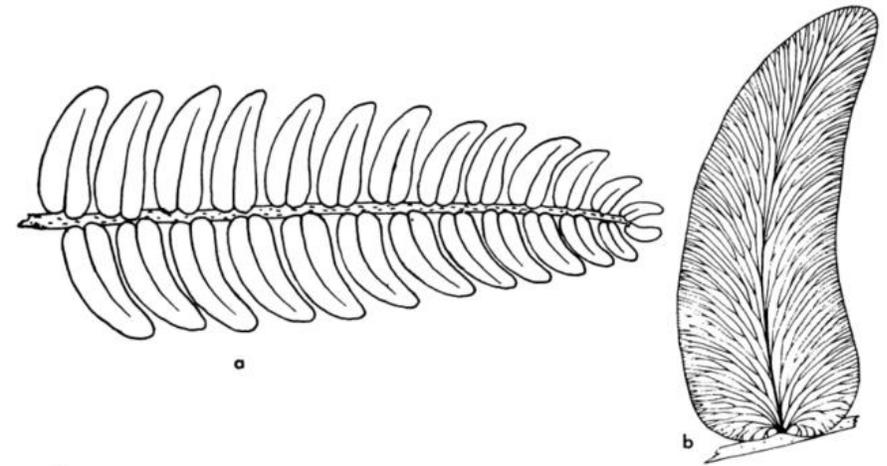
Les feuilles sont en connexion avec des ovules.





Neurolethopteris schlehani

- a) contour et insertion des pinnules
- b) et c) pinnule avec nervation



Paripteris gigantea

- a) contour et insertion des pinnules
- b) pinnule avec nervation



Neurolethopteris schlehani

- 1) fragment de penne d'avant-dernier ordre
- 2) et 2a) fragment de penne de dernier ordre

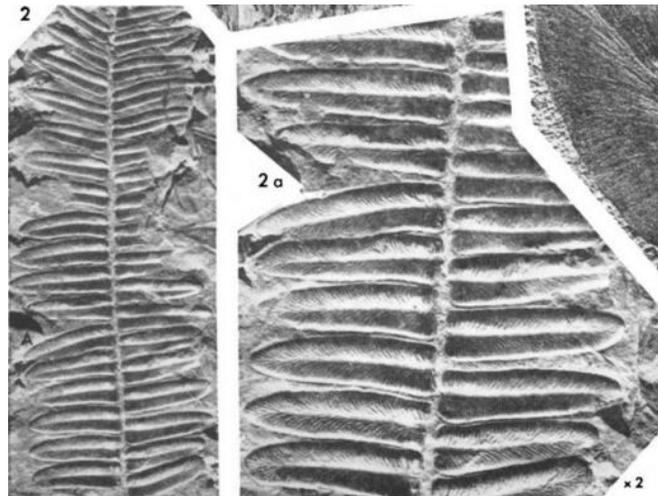
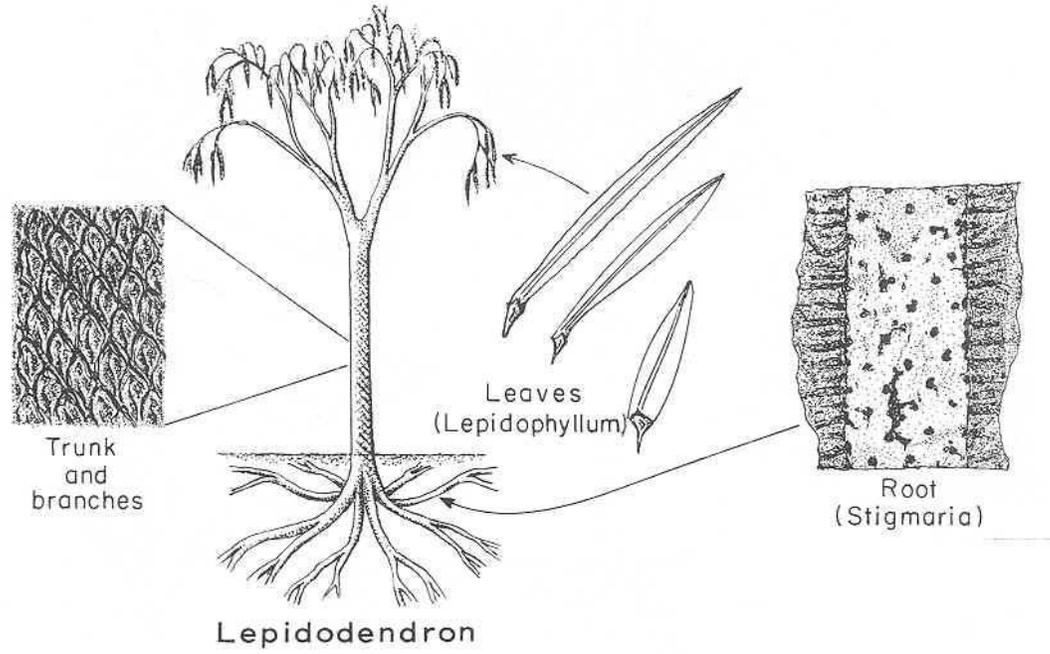


Photo : Raymond LESTOURNELLE

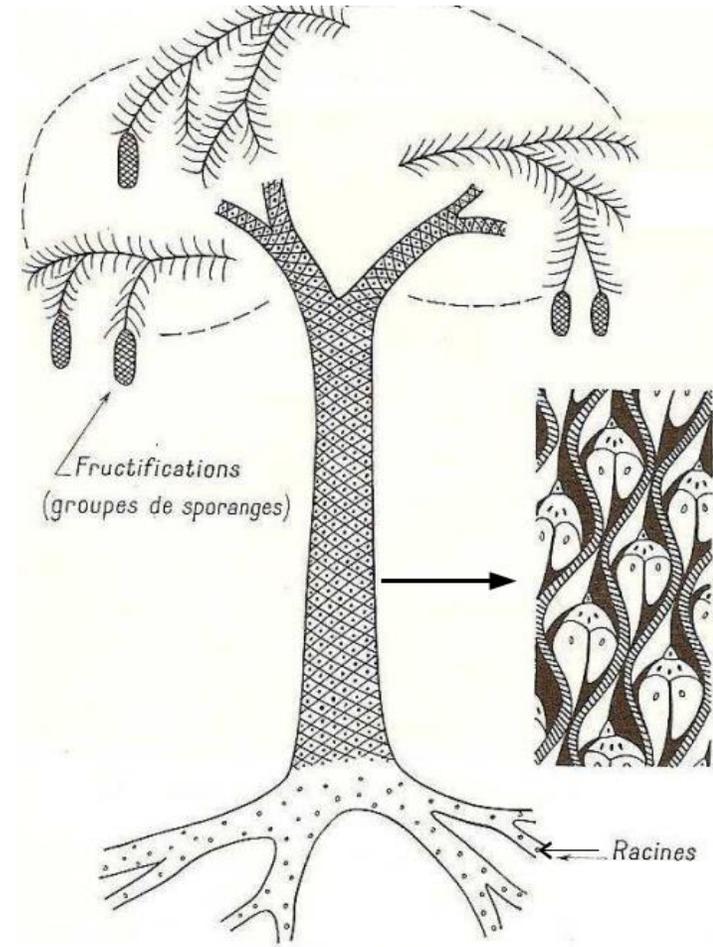
Paripteris gigantea

- pinnule avec nervation

LES LÉPIDODENDRONS



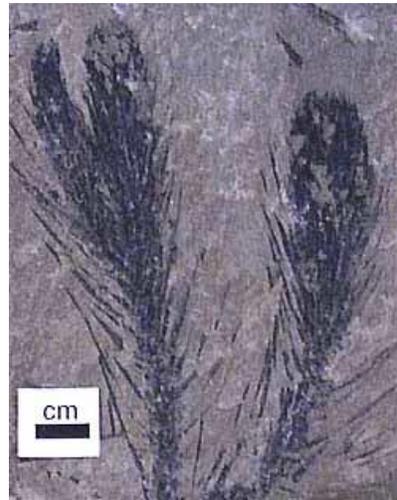
Strobile (= cône)



Hauteur : 40 m



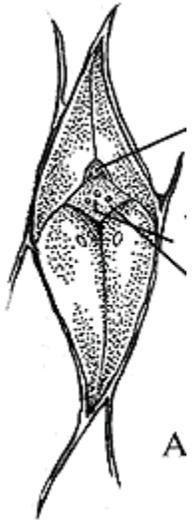
Cicatrices foliaires sur un tronc



Feuillage



Stigmaria = appareil racinaire



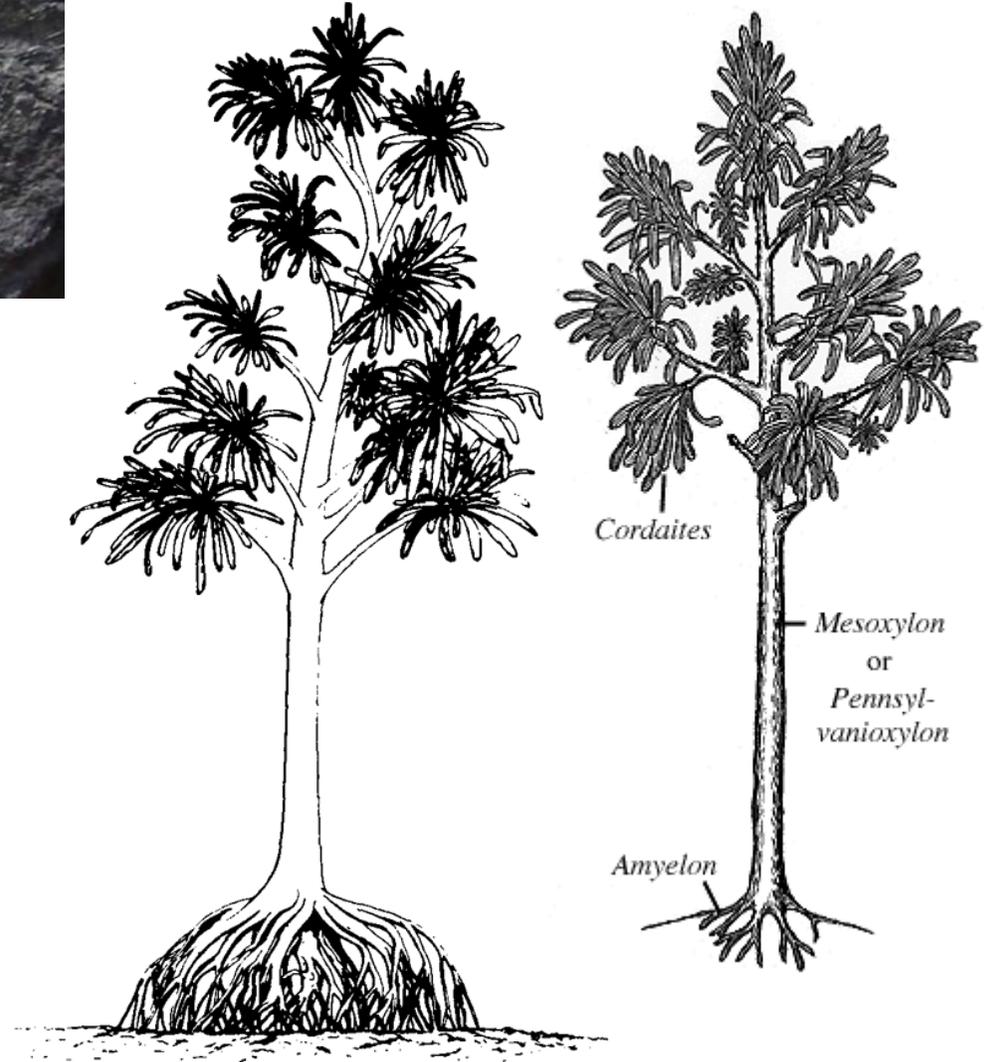
LES CORDAITALES



« Artisia » = moelle septée



Feuilles



Hauteur : 30 à 50 m

Exploitation

Après sa découverte en 1827 à la Blanchardière (Marillet), la houille a été exploitée de manière plus ou moins intensive jusqu'en 1958. Les concessions minières étaient réparties sur Faymoreau, Épagne et Saint-Laurs.

A Faymoreau, la production augmente irrégulièrement pour atteindre 20 à 30 000 t/an de 1860 à 1914. Elle monte temporairement à 60 000 T durant les dernières années de la première guerre mondiale avant de chuter. Elle s'accroît ensuite régulièrement et culmine à 66 000 T/an en 1940. La production décline ensuite jusqu'à l'arrêt du puits Bernard en 1958.

Le Namurien

A Saint-Laurs, l'exploitation houillère a débuté en 1840 et s'est poursuivie jusqu'en 1916. Creusé en 1844, le puits Saint-Laurent a atteint 425 m de profondeur. Ensuite, furent mis en service les puits Sainte-Marie en 1850 (75 m), Sainte-Clotilde en 1854 (220 m), et Sainte-Claire en 1862 (265 m). Ils exploitaient un faisceau de six veines décrivant un synclinal très redressé dont la charnière, très pincée en profondeur, est probablement faillée (Bergeron, 1910).

Sur la commune de Faymoreau, furent foncés successivement les puits de Saint-Joseph ou du Bois Mélias (1842-1872 ; 170 m), du Centre (1869-1928 ; 500 m) et du Couteau (1873-1921 ; 225 m).

L'extraction pris fin avec le puits Bernard, dernier puits en activité du bassin houiller vendéen (1925-1958), qui atteignait 525 m de profondeur.

Le Stéphaniien

L'exploitation du Stéphaniien, historiquement plus ancienne, n'a pas connu l'ampleur de celle du Namurien. La veine Verrerie, découverte en 1827 à la Blanchardière (Marillet), sera exploitée en discontinu de 1836 à 1869 par le puits Cressac ou de la Verrerie, situé sur la commune de Faymoreau. Au Nord-Est d'Épagne, le puits Saint-Michel (200 m) a fonctionné par intermittence de 1852 à 1950. Il exploitait plusieurs veines de l'assise d'Épagne.

L'exploitation de la houille à Saint-Laurs et Faymoreau a permis en particulier une intensification de l'activité chaufournière au milieu du XIX^{ème} siècle, le charbon fournissant l'énergie nécessaire : autour de Coulonges-sur-l'Autize, à Payré-sur-Vendée et Fougère (Béceleuf)...

**Roches 21 : Les Schistes, Phtanites et « Chapeaux de fer »
de La Ferrière (85)**

Âge : 440 à 420 Ma - Silurien

21

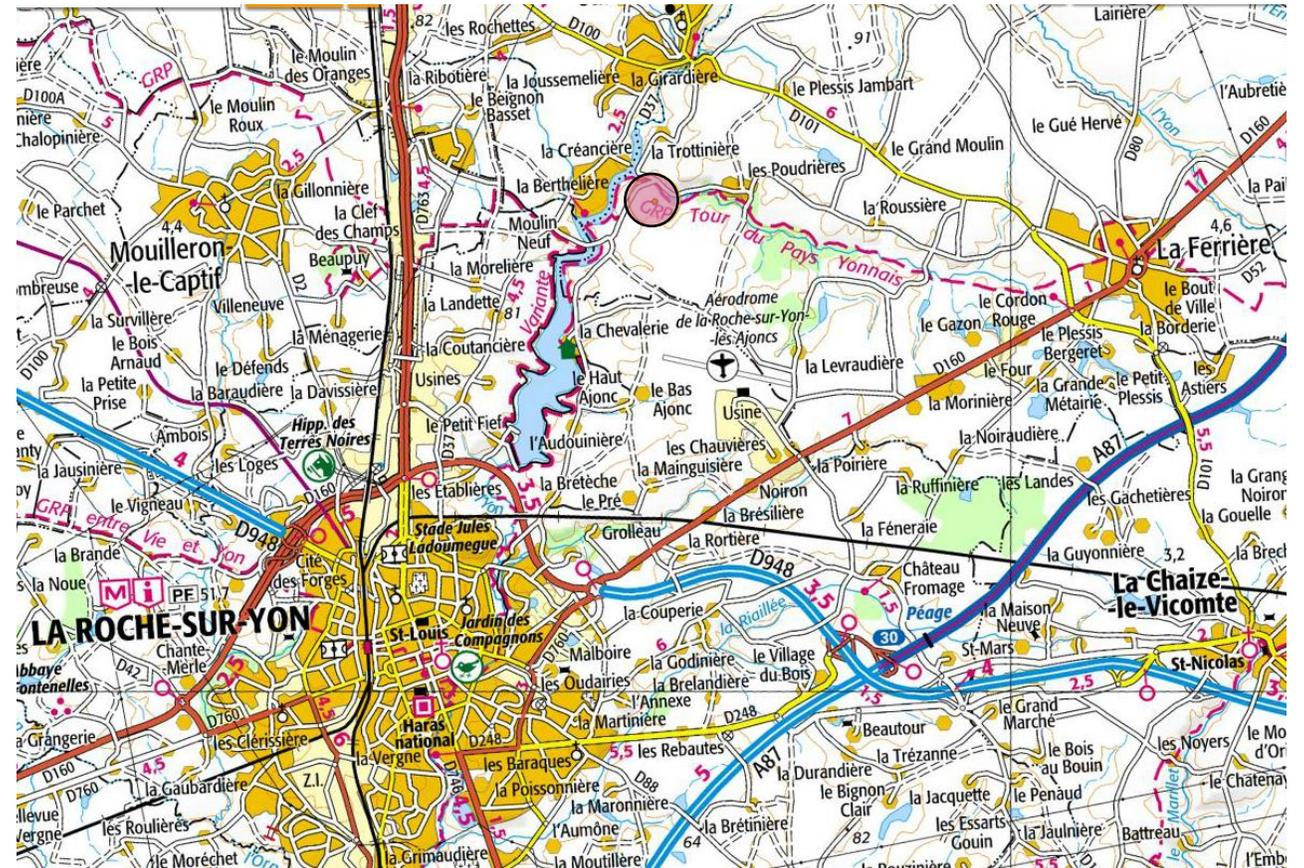
Schiste

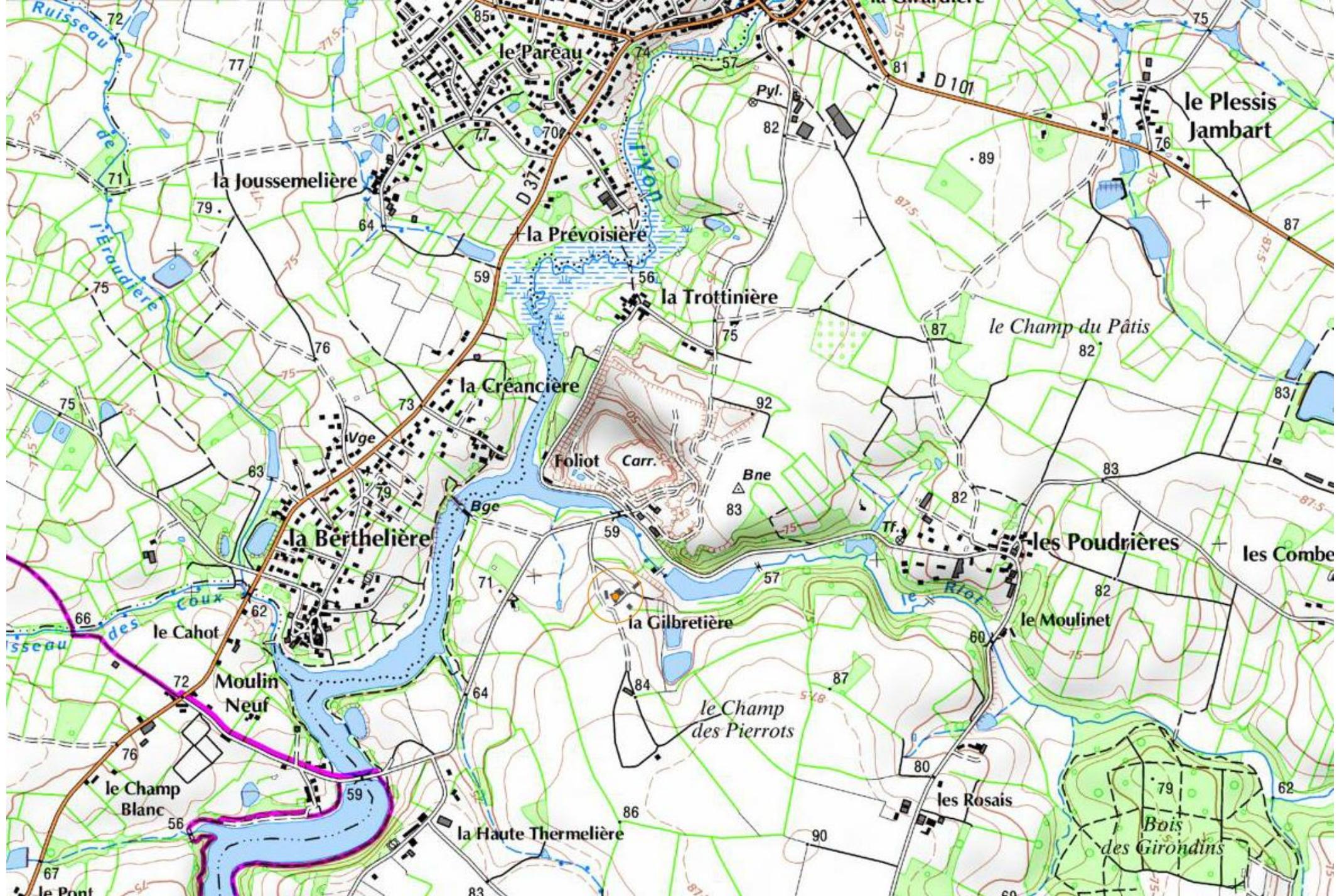
Catégorie : Épimétamorphique
Commune : La Roche sur Yon (85)
Ère : Paléozoïque
Période : Ordovicien



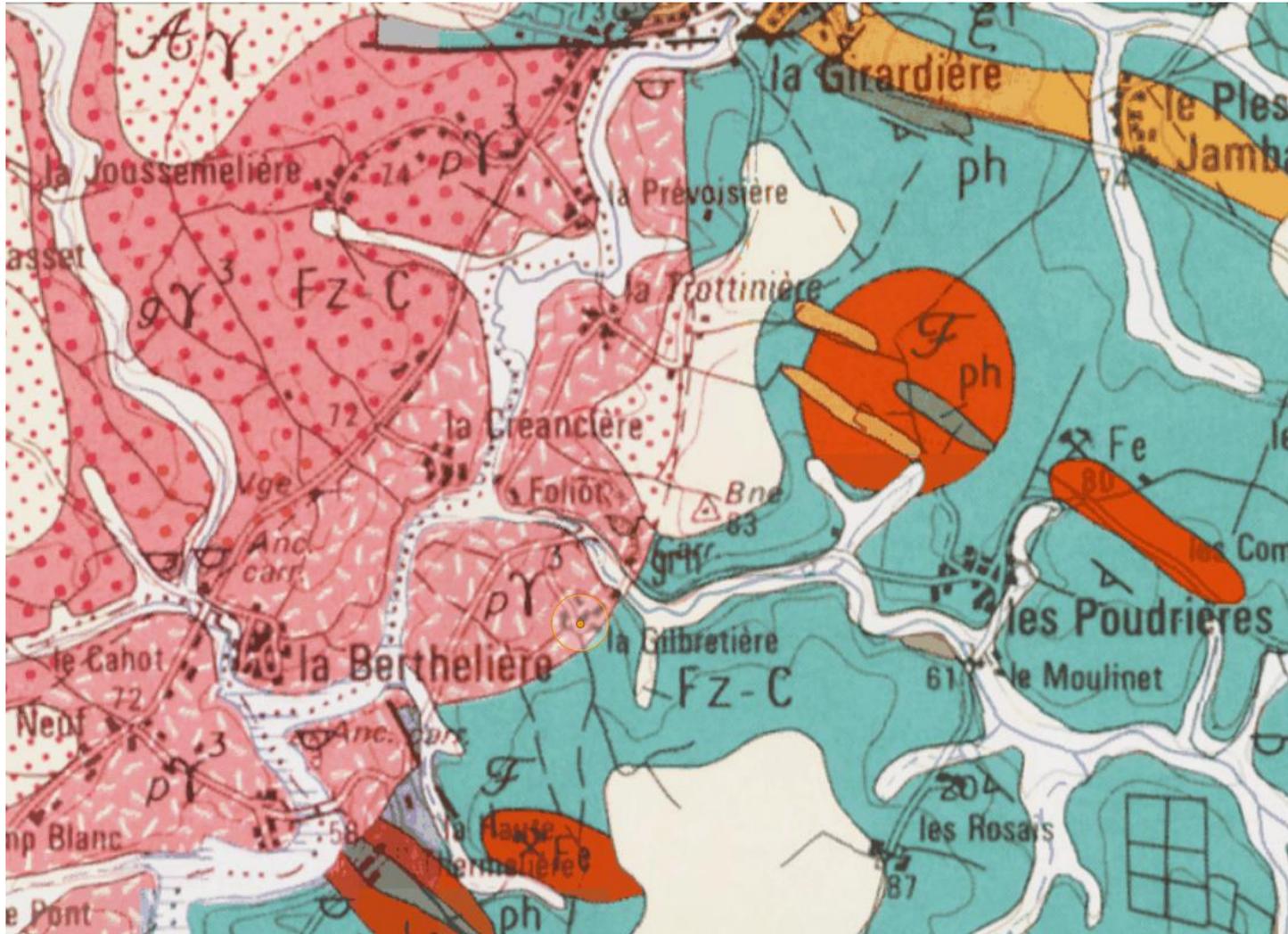
Situation géographique

Les schistes, phyllites de La Roche-sur-Yon appartiennent en fait au groupe de Nieul-le-Dolent, d'âge silurien. Ce sont ces roches que l'on peut trouver en enclaves dans le granite de La Roche-sur-Yon ou les autres granites du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen (**voir roches 16-17 et 18 du « Jardin de Roches »**). Elles proviennent de la carrière de la Gilbretière déjà mentionnée (roche 18) et située entre La Roche-sur-Yon et Dompierre-sur-Yon où elles ont été stockées.









-  **F** Chapeau de fer
-  **G** Grès quartzite (Silurien)
-  **ph** Phtanites et schistes graphiteux du Groupe de Nieul-le-Dolent (Silurien)
-  **ξ¹** Groupe de la Roche-sur-Yon et de la Chaize-le-Vicomte (Silurien)
-  **γ³** Granite à deux micas à gros grains
-  **pγ³** Granite porphyroïde à deux micas













Géologie

Le groupe de Nieul-le-Dolent forme l'enveloppe, l'encaissant des massifs granitiques du Complexe granitique du Bas-Bocage vendéen. Il est constitué par une épaisse série à dominante pélitique ou grésopélitique, globalement homogène, et qui comprend quelques intercalations de lentilles de phtanite.

Les découvertes de fossiles dans les schistes et surtout de Radiolaires et de Graptolites dans les phtanites ont permis de dater cet ensemble de l'Ordovicien inférieur jusqu'au Silurien.

Son étude microstructurale a montré d'autre part qu'on pouvait le raccorder temporellement à la Vendée littorale.

Ce qui ressort avant tout de la sédimentation silurienne dans le Bas-Bocage est la richesse en graphite (ampélite), pyrite et phtanite.

Cela témoigne de la présence d'un milieu marin de plus en plus réducteur, et donc d'un bassin en voie de fermeture.

Tout cela est plutôt en faveur d'une subduction débutante au Silurien, le Bas-bocage représentant alors peut-être et en partie un domaine avant-arc qui se ferme progressivement.

Les chapeaux de fer

- Contexte régional

Les gisements de minerai de fer sont localisés entre Dompierre-sur-Yon, La Ferrière et La Roche-sur-Yon. Ils sont associés aux phtanites et ampélites intercalés dans les schistes du Silurien du groupe de Nieul-le-Dolent.

Ils forment des « chapeaux de fer », croûtes rougeâtres dominées par les oxydes et hydroxydes ferrugineux résultant de l'altération (météorisation) de couches initialement riches en sulfures de fer (ici probablement de la pyrite). Ces cuirasses sont disposées en chapelet au-dessus des couches paléozoïques dont elles dérivent.

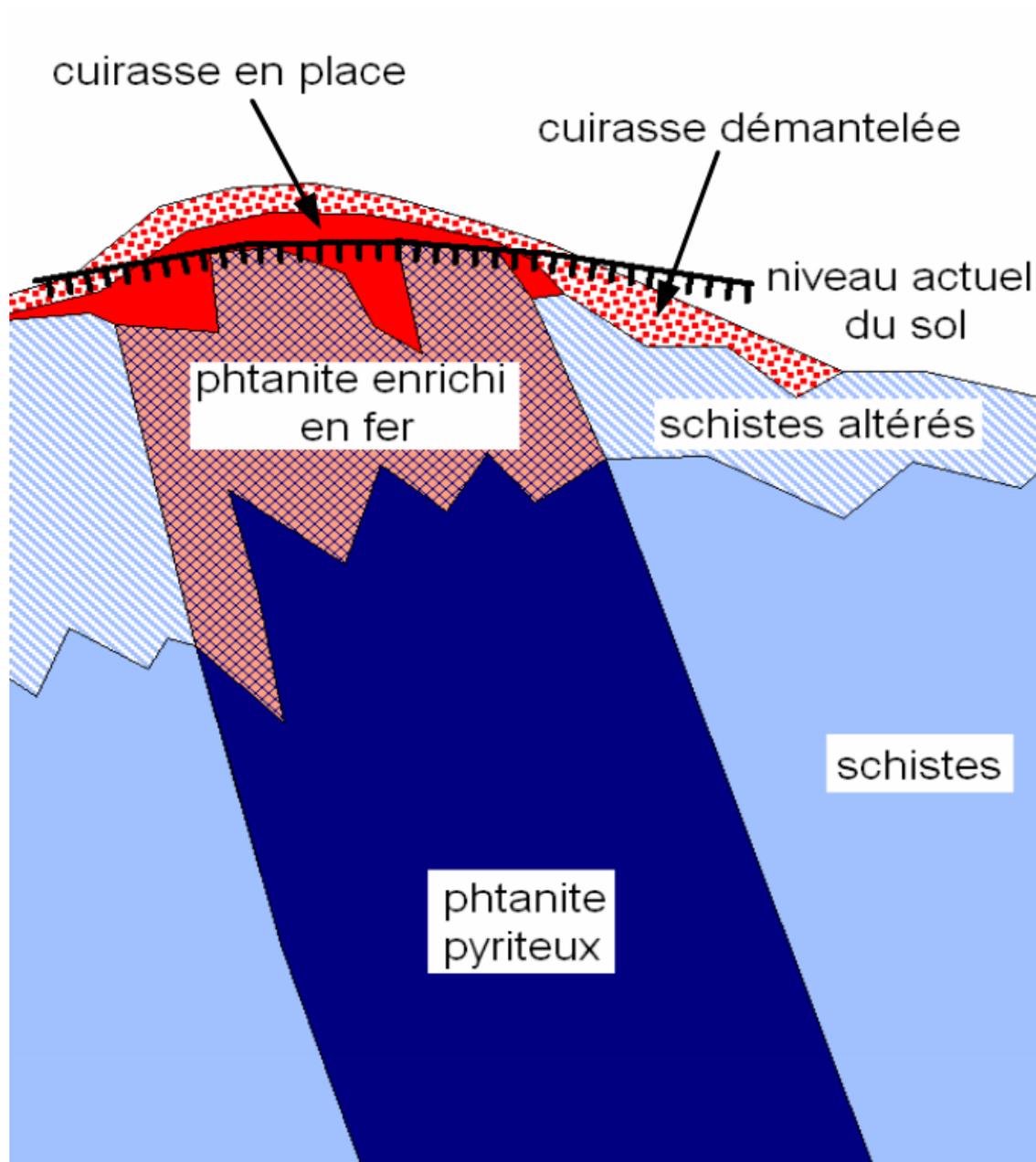
- Description générale

L'exploitation du fer dans la région de La Ferrière est ancienne comme en atteste la découverte en 1907 d'une pioche ayant l'aspect des outils gallo-romains et celle plus récente d'un reste de bas-fourneau à la Guyonnière (La Chaize-le-Vicomte). Les dépôts de scories (laitiers) sont d'ailleurs abondants dans tout le secteur.

Le fer a été brièvement exploité de manière industrielle à la Thermelière de 1907 à 1914. Il subsiste comme vestiges de cette exploitation quelques tranchées de grattage et le « pont Boche » qui permettait aux wagonnets chargés de minerai de franchir l'Yon. En montant le coteau depuis la route, on constate que les schistes paléozoïques prennent progressivement une teinte rougeâtre du fait de leur enrichissement en hydroxydes de fer. Dans le bois, affleurent des schistes ampélitiques injectés de filons métalliques ; des tranchées d'extraction sont encore visibles. La bande minéralisée se prolonge encore sur une centaine de mètres dans la prairie au S-E du bois, où elle forme des pointements rocheux minéralisés.

- Intérêt géologique

Les affleurements du bois et de la prairie S-E permettent l'observation du Paléozoïque minéralisé en place. Il s'agit de roches sédimentaires siliceuses (phtanites) et pélitiques (ampélites) riches en matière organique. Très redressées, elles forment un alignement NO-SE. Le minerai prend parfois l'aspect d'une brèche à éléments schisteux anguleux noyés dans une gangue ferrugineuse. Des blocs isolés de conglomérats ferrugineux à galets de quartz émoussés peuvent être récoltés dans les champs voisins. La roche affleurante représente la base d'un « chapeau de fer », tandis que les conglomérats ferrugineux proviennent de la cuirasse supérieure aujourd'hui disparue. Plus riches en minerai et faciles à extraire, ils ont dû être exploités en priorité.



Le chapeau de fer de La Thermelière

On appelle **chapeau de fer** la zone exposée en surface et oxydée d'un dépôt métallifère. Elle présente un aspect plus ou moins alvéolaire et des teintes jaunâtres à brun rouge. Le chapeau de fer est riche en oxydes et hydroxydes de fer (limonite) formés par action des agents atmosphériques sur des gisements de sulfures.

À l'Éocène, des conditions climatiques tropicales provoquent l'altération en profondeur du socle paléozoïque émergé.

Le sulfure de fer (pyrite) contenu dans les couches de phtanite ou d'ampélite est alors transformé en hydroxydes de fer (limonite). Les éléments solubles sont évacués et le fer se concentre dans une cuirasse dont la partie supérieure est progressivement démantelée.

Actuellement, c'est surtout la base de ce profil d'altération qui est conservée.

Document P. Bouton

[file:///D:/Downloads/fiche-geologique-la-ferriere%20\(2\).pdf](file:///D:/Downloads/fiche-geologique-la-ferriere%20(2).pdf)

http://webissimo.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/Annexe_2_-_tome_5_-_Fiches_argumentaires_de_Vendee_cle7c973f.pdf

Avis aux géologues et amateurs d'histoire locale. Le site où repose une partie des ressources en oxyde de fer de la commune va être mis en valeur et devenir accessible au public. Le promeneur comprendra l'origine de la cité et son nom d'autrefois : « La Ferrière-les-Chapelets ».

Un peu d'histoire

La gîte, perchée à 85 mètres, au village de la Haute-Thermelière, a été le dernier lieu d'exploitation du minerai. Au début du siècle dernier, des investisseurs parisiens créent la Société anonyme des mines de Vendée et obtiennent une autorisation préfectorale pour extraire à ciel ouvert les blocs d'une veine au milieu de 70 ha. Le minerai est évacué en chemin de fer, tracté par des chevaux, par le pont des Boches, encore visible. Il franchissait l'Yon et traversait les rues de la Berthelière jusqu'à la gare de marchandises de Beaupuy. Par bateau, des Sables d'Olonne à Rotterdam, il participait à l'accroissement de tonnage qu'achetaient les Allemands sur toute la côte atlantique à la veille de la Grande guerre.

Le site géologique est remarquable

Le lieu est classé, dans le département, parmi 32 sites patrimoniaux pointés pour leur identité géologique. Le fer des Thermelières se présente en filon, peu profond sous la surface, et affleure en croûtes ponctuelles, appelées « chapeaux de fer ». Des scories résultant de la fusion du minerai pour les forges antiques et l'existence de traces des Terriers arasés attestent d'une activité métallurgique jusqu'au Moyen-âge. Le paysage bosselé par l'éboulis des bas fourneaux en terre, les tas épars de minerai et les restes de charbonnières pourraient laisser penser à des « chapelets », relief que formait le pas répété des bœufs dans un chemin creux.

Un chemin d'accès aménagé

La commune va signer un bail de 25 années avec l'agriculteur propriétaire des lieux. Une emprise cadastrale a été définie et un chemin d'accès sera aménagé. Sur place, une halte couverte recevra l'information scientifique, pédagogique et culturelle nécessaire aux groupes. À terme, le détour intégrera le sentier de randonnée de la Gilbretière et complétera la vision des Poudrières. La municipalité souhaite avancer la réalisation avec la commission culturelle, le Conseil général, La Ferrière patrimoine et l'Association Vendéenne de Géologie.

Article proposé par Jean-Pierre Tortuyaux – AVG