



Sur la hauteur du marteau, deux niveaux gréseux fins encadrant un niveau de poudingue



Détail du niveau de poudingue montrant les galets de quartz

Les strates sont pentées vers le S-O. Leur pendage est voisin de 45°.

Galets, sable grossier et fin, tout cela fait penser à la mer !

A l'Arénigien, la mer est toujours présente dans le Synclinorium de Chantonay.

Remarque : Une période d'érosion et d'altération a précédé le dépôt des quartzites. En certains endroits en effet, ces derniers reposent sur les « Ignimbrites de La Châtaigneraie » par l'intermédiaire d'un banc d'arénite arkosique et des galets de cette formation sont présents dans les « Quartzites de La Châtaigneraie ». Mais il faut ici préciser que la majorité des galets des « Quartzites de La Châtaigneraie » sont en fait constitués de quartz et proviendraient de quartzites sédimentaires ou de filons métamorphiques.

Le point important à noter est que l'argile est toujours absente.

Or pour que l'argile se dépose, il ne faut pas de courant.

On peut donc supposer que la mer qui occupait le Synclinorium de Chantonay était un milieu à forte énergie : l'action des vagues empêchait toute sédimentation de l'argile. Et comme l'action des vagues ne se fait plus ressentir au-delà de 60 m de profondeur, cette mer n'était pas profonde.

Et qui dit milieu à forte énergie dit eau bien brassée donc bien oxygénée (exemple de l'eau des torrents).

La mer Arénigienne qui occupe le Synclinorium de Chantonay est peu profonde et bien oxygénée.

Important :

A l'Ordovicien inférieur, la vie était très réduite sur les continents : à l'exception de microorganismes toujours omniprésents car capables d'adaptations à tous les milieux, pas ou peu d'animaux Invertébrés (Arachnides ?) ou Vertébrés, pas de Végétaux Embryophytes de type Mousses, Fougères,...

Aucun apport de matière organique (MO) à l'exception des algues se développant dans les estuaires, les lagunes ou les étendues d'eau douce, ne provenait du continent ce qui explique en partie la couleur très claire des poudingues et des grès arénigiens.

En revanche, la vie fourmillait dans les mers. On peut rappeler que le Cambrien a été une période d'explosion de la vie (diversification des espèces, des plans d'organisation, radiations adaptatives).

Ici, où la mer était peu profonde, les algues pratiquant la photosynthèse devaient former de véritables prairies offrant abri et nourriture à de nombreuses formes animales : Archéocyathes (Eponges récifales), Brachiopodes, Trilobites, Crustacés, Limules, Mollusques, Echinodermes, Myxines...

Dans l'eau, la décomposition de tous les cadavres de végétaux et d'animaux et surtout des algues aurait dû fournir suffisamment de MO pour noircir ou griser les poudingues et les grès. Or ce n'est pas le cas à La Boissière. C'est un autre argument en faveur d'un milieu bien oxygéné, toute la matière organique a été complètement détruite par oxydation.

Les faciès clairs des poudingues et des grès sont une conséquence de la bonne oxygénation de l'eau favorisant la décomposition de la matière organique.

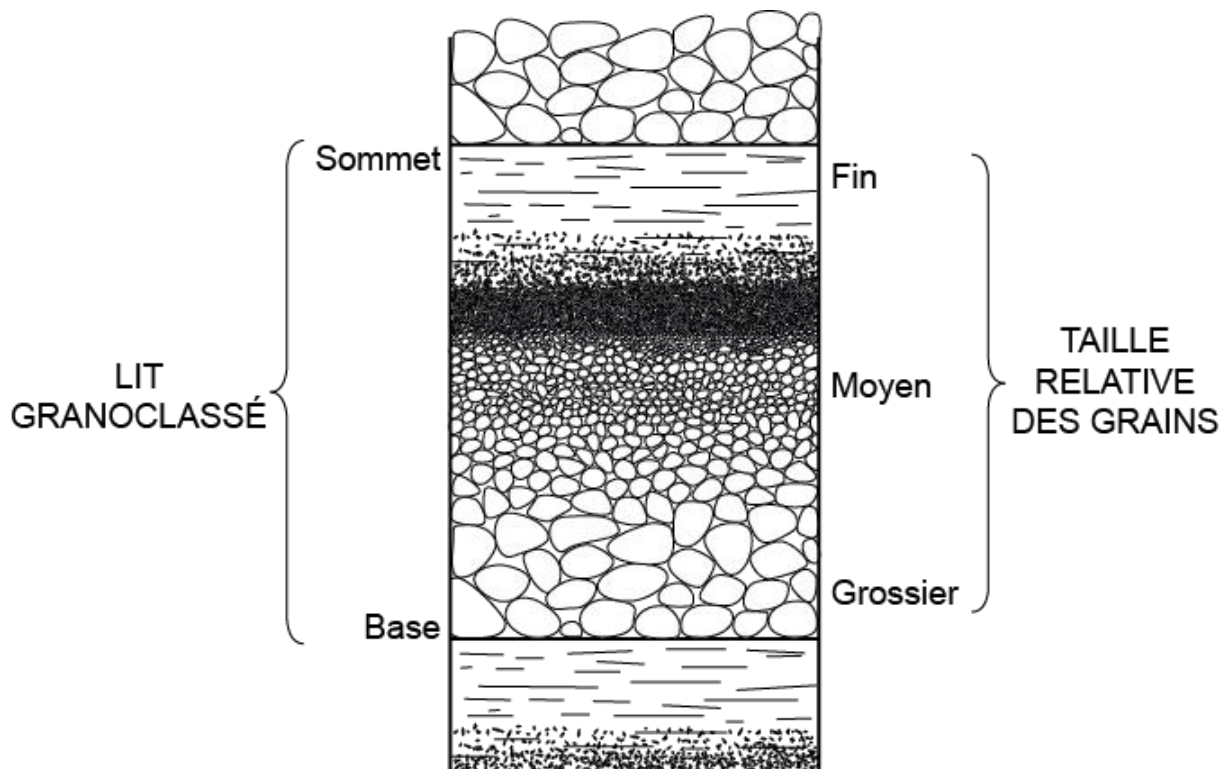
Comment expliquer l'alternance poudingues-grès ?

Première explication donnée sur le terrain

Elle peut être le résultat de décharges successives le long d'une pente d'un mélange de galets bien arrondis et de sable donc de matériel très mature, déjà trié et usé.

Lorsqu'un séisme se déclenche ou que les sédiments sont en position instable, en déséquilibre, il peut se produire comme une avalanche sous-marine. Les sédiments dévalent alors la pente ; puis au bas de celle-ci, ils vont se déposer en fonction de leur taille : les galets les plus gros se déposent en premier puis le sable grossier puis le sable fin. On parle de **granoclassement vertical**.

Quand plus tard, une nouvelle avalanche se produit, le même phénomène se répète (voir schéma et photo ci-dessous).



[http://www.google.fr/imgres?imgurl=http%3A%2F%2Fwww.terre.uottawa.r\)](http://www.google.fr/imgres?imgurl=http%3A%2F%2Fwww.terre.uottawa.r)



Exemple de granoclassement vertical

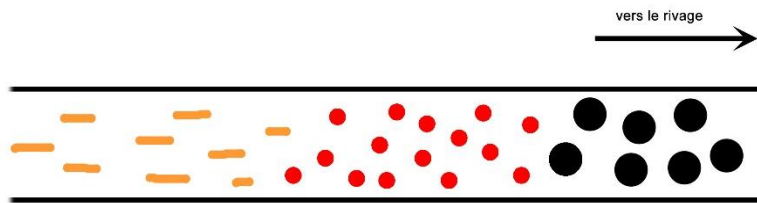
Deuxième explication : Exemple d'un littoral

A marée montante, les vagues près du rivage sont de forte énergie, surtout lors des tempêtes. Leur énergie est suffisante pour mettre toute l'argile du fond en suspension (l'eau devient brunâtre), les grains de sable sont mis en saltation (si l'on trempe les pieds, on ressent comme des petits picotements !) et les galets font du bruit ! (ils roulent sur le fond et s'entrechoquent).

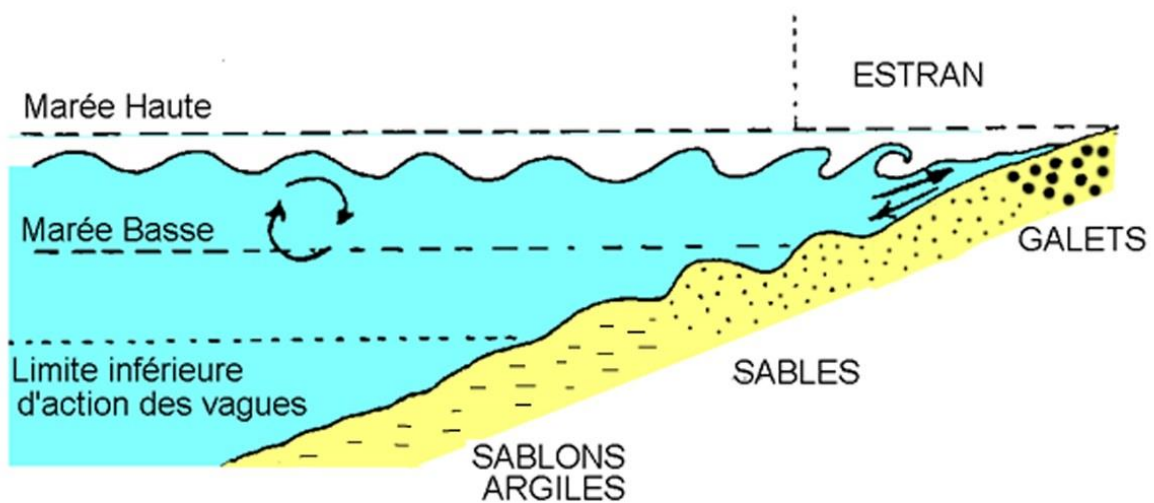
Après l'étalement de haute mer, l'eau se retire. Son énergie diminue.

Les galets vont cesser de se déplacer en premier parce que les plus lourds ; les grains de sable quant à eux vont être entraînés un peu vers le large par le retrait de l'eau dont l'énergie est encore suffisante pour les rouler ; ils finissent eux aussi par se déposer à leur tour. Et c'est finalement à marée basse, lorsque la mer est de nouveau étale, totalement dépourvue d'énergie, que l'argile va pouvoir sédimenter le plus au large.

Il va se produire cette fois-ci un granoclassement horizontal des sédiments : les plus grossiers près du rivage, les plus fins au large.



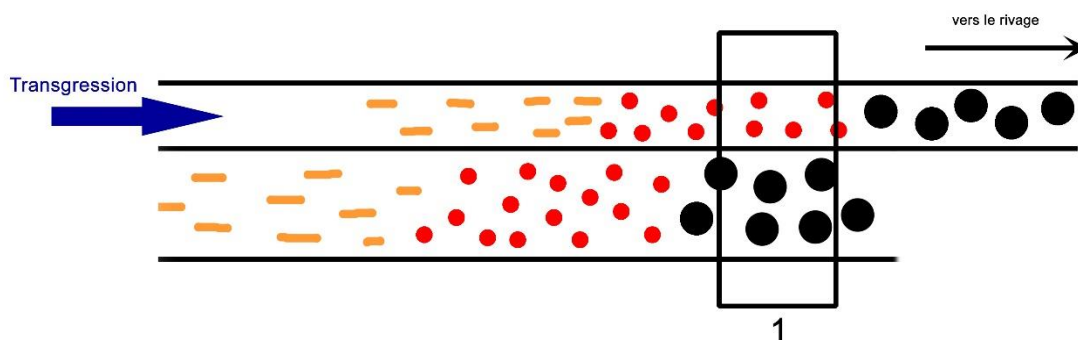
Il est bien évident que ce tri n'est pas efficace à 100% lors d'une marée. Mais si l'on imagine que ce phénomène va se reproduire deux fois par jour, puis pendant des milliers d'années, ce tri des sédiments va se révéler particulièrement efficace (voir schéma ci-dessous).

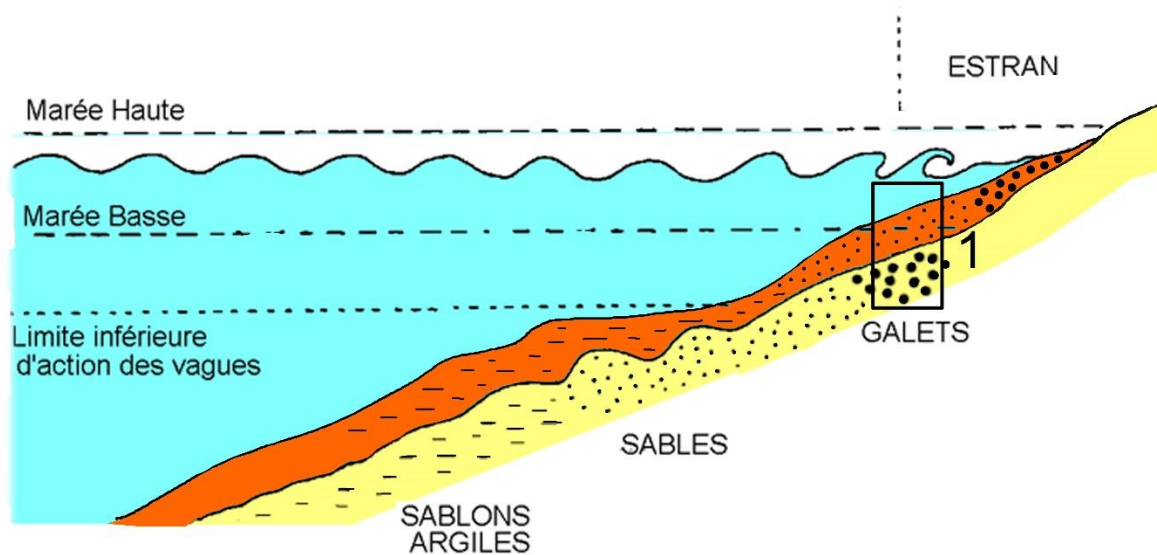


Imaginons maintenant une transgression (schéma suivant).

Le niveau de la mer monte. Elle va prendre en charge les sédiments qui étaient auparavant à l'air libre, sur la plage aérienne et au-delà, pour les rouler, les user...

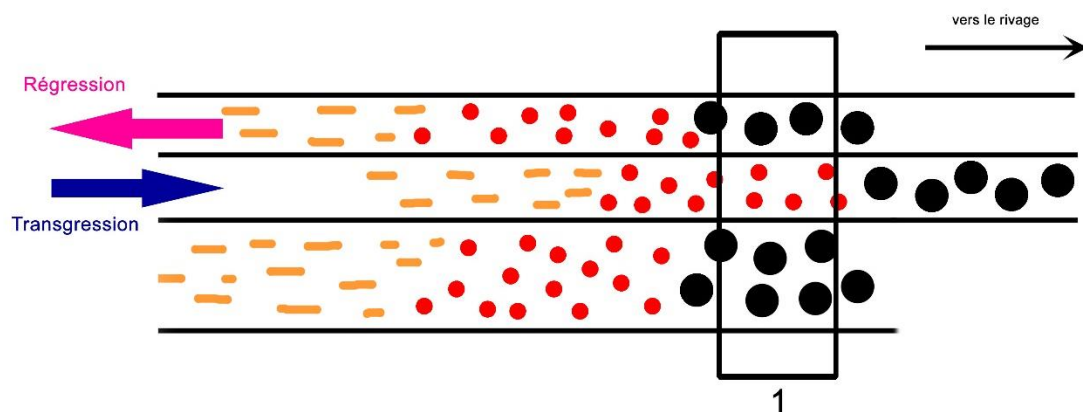
Un nouveau tri va s'effectuer de la même façon que précédemment.





On voit bien qu'en ① sur le schéma ci-dessus, on a alors la succession verticale, en allant du bas vers le haut : galets préexistants puis sables déposés lors de la transgression.

Si l'on imagine ensuite une régression, la mer retrouvant son niveau de départ, la succession en ① deviendra galets-sables et de nouveau galets.



C'est ce raisonnement que l'on doit tenir ici pour les « Quartzites de La Châtaigneraie ». L'alternance galets-sables ou poudingues-grès s'explique par une succession de transgressions et de régressions.

L'alternance poudingues-grès est due avant tout à une succession de transgressions et de régressions à l'Arénigien (= Floien).

Ces dépôts de poudingues et de grès sont connus dans tout le Massif armoricain. A l'Arénigien (= Floien), la mer recouvrait tout le Massif armoricain. C'est la fameuse transgression arénigienne responsable de la sédimentation des « Grès armoricains ». En Vendée, dans le Synclinorium de Chantonay, elle y a déposé la Formation des « Quartzites de La Châtaigneraie ».

Si globalement, il y a eu transgression, on vient de démontrer dans le raisonnement précédent qu'elle s'est faite par à-coups.

Une autre conclusion s'impose donc :

Un poudingue arénigien affleurant en un endroit « x » n'a pas forcément le même âge qu'un poudingue arénigien formé en un endroit « y ». Le « Grès armoricain » est diachrone.

Définition de diachronisme : fait pour une couche gardant un faciès constant d'avoir des âges différents selon les lieux.

Hypothèses

La transgression arénigienne des « Grès armoricains » étant générale sur tout le Massif Armoricain, on peut être tenté de penser que :

- les dépôts arénigiens sont post-rift et signeraient le tout début de l'accrétion océanique : la croûte continentale se déchirerait à l'Arénigien et apparaîtrait pour la première fois un embryon d'Océan Centralien !

- ou alors cette grande inondation arénigienne est une conséquence du magmatisme Cambro-Trémadocien . Celui-ci serait lié à une intumescence généralisée de la région responsable d'un doming de la croûte continentale et donc d'une élévation du niveau de la mer. Pourrait aussi s'y associer un réchauffement climatique : le volcanisme rejette en effet dans l'atmosphère des quantités importantes de gaz à effet de serre : CO₂, SO₂... L'augmentation de la température de l'atmosphère provoque ensuite une dilatation des eaux.

NB : La richesse en pyrite des schistes du « Groupe de Réaumur » (voir ci-dessous) ne serait-elle pas due à un enrichissement de l'eau de mer en gaz sulfureux d'origine magmatique ?

▪ A l'entrée de la carrière : le « Groupe de Réaumur »

Affleurent ici des schistes gris à débit ardoisier riches en cristaux de pyrite (FeS₂).



Schistes de l'entrée de la carrière



Cristaux de pyrite dans les schistes

Ces schistes surmontent en continuité les « Quartzites de La Châtaigneraie ». Ils marquent le début de la formation du « Groupe de Réaumur ».

Remarque : Des schistes identiques ont été rencontrés sur le chemin menant au fond de la carrière mais sur des épaisseurs très faibles (quelques cm).



Niveau schisteux peu épais entre bancs de quartzite

Trois arguments indiquent que le milieu s'est approfondi :

- la granulométrie : très fins (ils dérivent d'argiles), ils n'ont pu sédimenter que dans des milieux profonds, de profondeur supérieure à celle de l'action des vagues de tempête (aux alentours de - 60 m).
- leur couleur : leur couleur grise indique qu'ils renferment de la matière organique qui n'a donc pas été totalement oxydée. Le milieu marin était par conséquent moins oxygéné donc plus profond.
- la présence de pyrite confirme cet approfondissement : milieu réducteur, le soufre (S) de la pyrite n'a pas été oxydé en ions sulfates SO_4^{2-} .

Après l'Arénigien, le milieu marin s'approfondit.

Peut-on évaluer l'importance de cet approfondissement ? Quel est l'âge du « Groupe de Réaumur » ?

On divise classiquement la formation du « Groupe de Réaumur » en trois termes :

- l'ensemble des schistes gris et noirs dont on vient de parler, compris entre les « Quartzites de La Châtaigneraie » et les Phtanites de Mouchamps tout proches ; ils n'ont livré aucun fossile.
- les Phtanites de Mouchamps qui ont fourni des Graptolithes du genre *Climatograptus* et *Glyptograptus*.

Ces 2 termes ont une épaisseur totale de 100 m ; sur la base des fossiles récoltés, ils représenteraient la période allant du Caradocien (Ordovicien moyen) au Silurien supérieur soit un intervalle de temps - 470 à - 420 Ma.

- puis de nouveau, un ensemble de schistes gris ou noirs comportant des niveaux métriques de quartzites noirs pyriteux et localement de petites intercalations de rhyolites. A Réaumur, ces schistes ont livré au lieu-dit Puy Moreau, des Lamellibranches (*Pterinea*) et des Graptolithes qui seraient les mêmes qu'à Mouchamps, puis plus haut dans la série, aux Touches, des articles de Crinoïdes puis plus haut encore, à La Gouraudière, des Lamellibranches du genre *Nucula* et un thorax de Trilobite.

Des lentilles de calcaires ont fourni des Conodontes dévoniens (*Icriodus*) et des accumulations de Tentaculites du genre *Striatostyliolina* connu du Praguien au Frasnien et surtout très répandu au Givétien.

Cet ensemble est plus épais : 650 m et serait exclusivement Dévonien inférieur à moyen : de - 420 à - 380 Ma.

La pauvreté de la faune du « Groupe de Réaumur », la présence de Crinoïdes, de Graptolithes et de fantômes de Radiolaires plaident plutôt en faveur d'un milieu profond : la plupart des Crinoïdes à tiges actuels sont abyssaux.

En revanche, l'abondance de la matière organique, en particulier de matériel libéro-ligneux provenant de Ptéridophytes terrestres, est en faveur d'un milieu peu profond, confiné et littoral.

Une position intermédiaire serait donc d'admettre que le « Groupe de Réaumur » correspond à un milieu de plateforme distale ou de talus continental largement ouvert vers un domaine océanique en formation ou nouvellement apparu.

Un argument de poids en faveur de cette hypothèse ! Au Silurien, se déposent dans le Bas-Bocage vendéen, près du Briovérien des Sables d'Olonne et plus précisément dans la région de Brétignolles-sur-Mer donc du côté de la marge gondwanienne de l'Océan Centralien :

- **les célèbres phtanites à Radiolaires du Rocher Sainte Véronique** datés du Llandovérien et que l'on peut considérer comme des radiolarites,

- **la série rythmique inférieure à nodules phosphatés et à Graptolithes** du Wenlockien Inférieur constituée d'une alternance régulière de lits centimétriques de radiolarites noires (graphiteuses) ou beiges et de lits pélitiques quartzo-sériciteux de couleur ocre-jaune, rouge lie-de-vin,

- **les ampélites et calcaires dolomitiques** du Wenlockien moyen et supérieur. Les ampélites sont associées à des schistes rouges à nodules siliceux, des grès et des niveaux de microquartzites graphiteux renfermant des nodules phosphatés contenant une faune d'Acritarches, de Chitinozoaires et de Radiolaires. Les calcaires dolomitiques se présentent en bancs massifs de couleur blanche, gris-brun ou rose, ou finement lités avec de minces niveaux graphiteux ou ferrugineux.

- **la série rythmique supérieure à microquartzites, schistes rouges et lentilles de phtanite** du Wenlockien supérieur constituée de lits alternés de microquartzite blanc ou graphiteux à Radiolaires écrasés et de schistes rouges, d'épaisseur centimétrique, imitant des varves.

On retrouve donc dans le Silurien de Brétignolles-sur-Mer des phtanites contemporains de ceux du « Groupe de Réaumur » mais plus riches en fossiles. Les affleurements, toujours finement lités, « varvés » sont en même temps riches en nodules phosphatés.

Remarque : Dans le Bas-Bocage vendéen, se déposent aussi au Silurien les Phtanites à Radiolaires et Graptolithes du « Groupe de Nieul-le-Dolent ».

Que peuvent apporter ces indications ?

Origine des nodules phosphatés - Mode de formation des nodules phosphatés actuels

La relation entre les zones d'upwelling et la formation des phosphates sous-marins est maintenant bien établie suite aux observations le long des talus continentaux des côtes du Chili, Pérou, Maroc, Mauritanie, Namibie...

Par **up-welling**, les eaux marines froides et riches en nutriments de la profondeur remontent vers la surface le long du talus continental.

Cet apport de nutriments upwellés a pour conséquence de doper la productivité organique des eaux superficielles chaudes sous climat tropical. Dans cette zone photique, le phytoplancton se développe en premier (« blooms » ou « floraisons » de phytoplancton) puis le zooplancton puis le necton qui attire à son tour les Oiseaux marins ! (Principe des réseaux trophiques).

Mais le plancton a une durée de vie limitée!

La fraction qui meurt formée en zone éclairée s'enfonce et s'accumule sur la pente du talus continental.

Là, la matière organique planctonique est dégradée par les bactéries ; et cette dégradation s'accompagne d'une forte consommation en oxygène dissous.

Résultat : Cette suboxie, voire anoxie juste au-dessus des zones d'accumulation de matière organique en voie de décomposition peut provoquer au moment des « blooms » de véritables hécatombes d'organismes marins, de Poissons en particulier ce qui va favoriser la précipitation des ions phosphate PO_4^{3-} de leur squelette.

La phosphatogenèse marine actuelle est donc étroitement limitée aux zones enrichies par upwelling côtier.

Milieux de formation des radiolarites actuelles

La formation des radiolarites exige elle aussi la présence de puissants upwellings. Aujourd'hui, on peut observer une sédimentation siliceuse de Radiolaires entre 300 et 1000 m de profondeur dans les bassins de Somalie, le Golfe de Basse Californie ... qui sont des bassins allongés (1000 km de long), étroits (100 km de large), sièges d'upwellings particulièrement actifs, ouverts sur l'océan mais seulement en partie, en tout cas plus ouverts que ceux favorables à la préservation de la matière organique.

Reconstitution de la Vendée au Silurien

Par application du Principe de l'Actualisme, la forte productivité de Radiolaires et la présence en abondance de nodules phosphatés dans la région de Brétignolles-sur-Mer au Silurien peuvent alors s'expliquer par la conjonction des facteurs suivants :

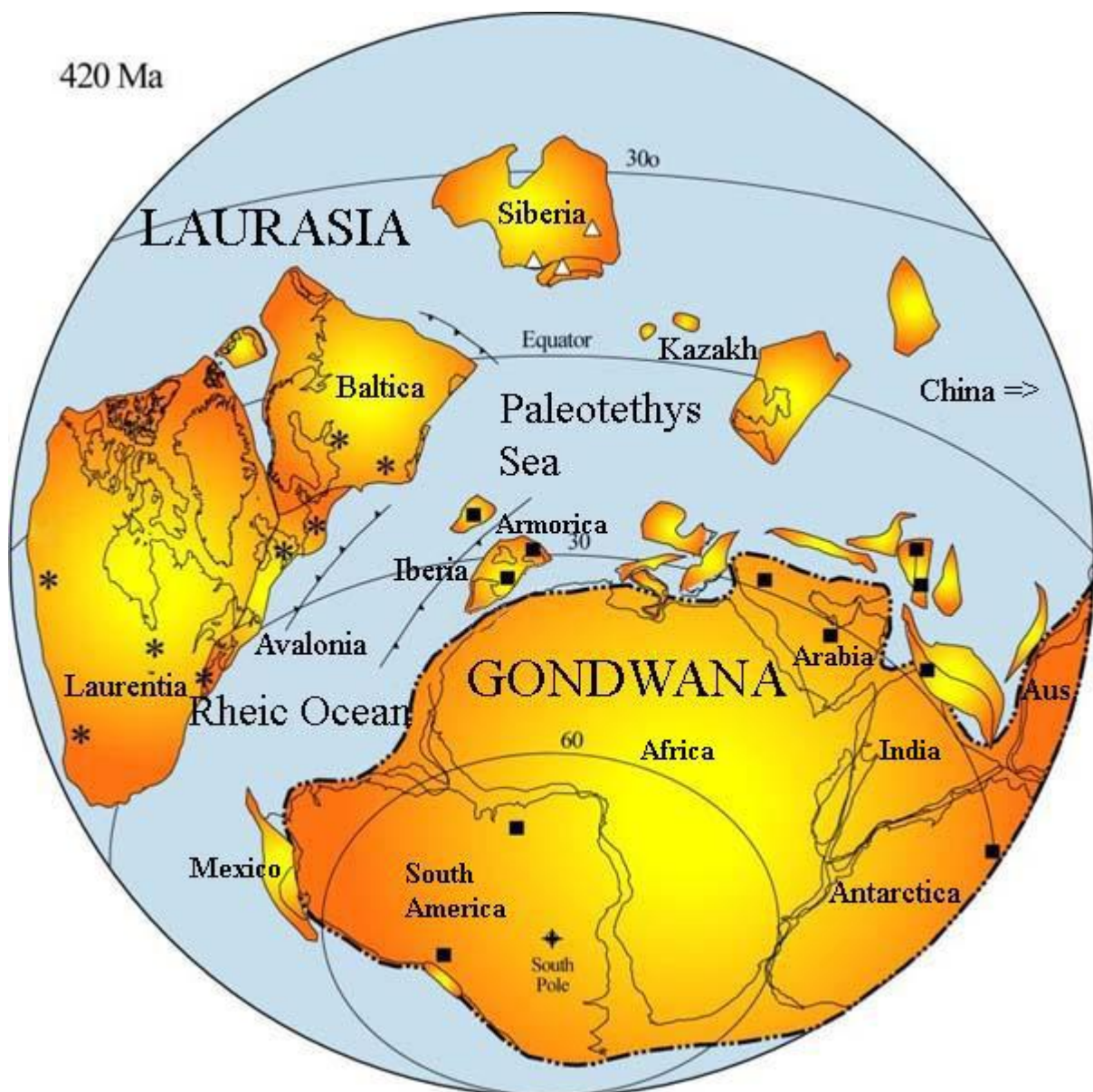
- un climat de type tropical. Au cours de l'Ordovicien et pendant tout le Silurien, Armorica et Gondwana ont effectivement entamé leur migration vers l'équateur ; au Silurien, Armorica et la marge gondwanienne de l'Océan Centralien à laquelle appartient la région de Brétignolles-sur-Mer sont au niveau du Tropique Sud (voir carte ci-dessous).
- des up-wellings remontant le talus continental le long de la marge gondwanienne et favorisant la formation de « blooms » de Radiolaires responsables ultérieurement (après décomposition) d'hécatombes de Poissons par anoxie.
- Au Silurien effectivement, apparaissent puis prolifèrent les premiers Gnathostomes (Ostéichtyens et Actinoptérygiens).

Remarque : On n'en a pas encore trouvé dans le Silurien de Brétignolles-sur-Mer.

Mais pourquoi un plus faible développement de phtanites à Radiolaires et de nodules phosphatés dans le « Groupe de Réaumur », sur la marge armoricaine de l'Océan Centralien ?

Après la crise climatique hirnantienne (fin de l'Ordovicien), le climat devait être pourtant le même sur les deux marges de l'Océan Centralien, la faune marine identique.

C'est l'absence d'up-wellings qui serait donc très certainement la cause de la différence observée entre les deux marges.



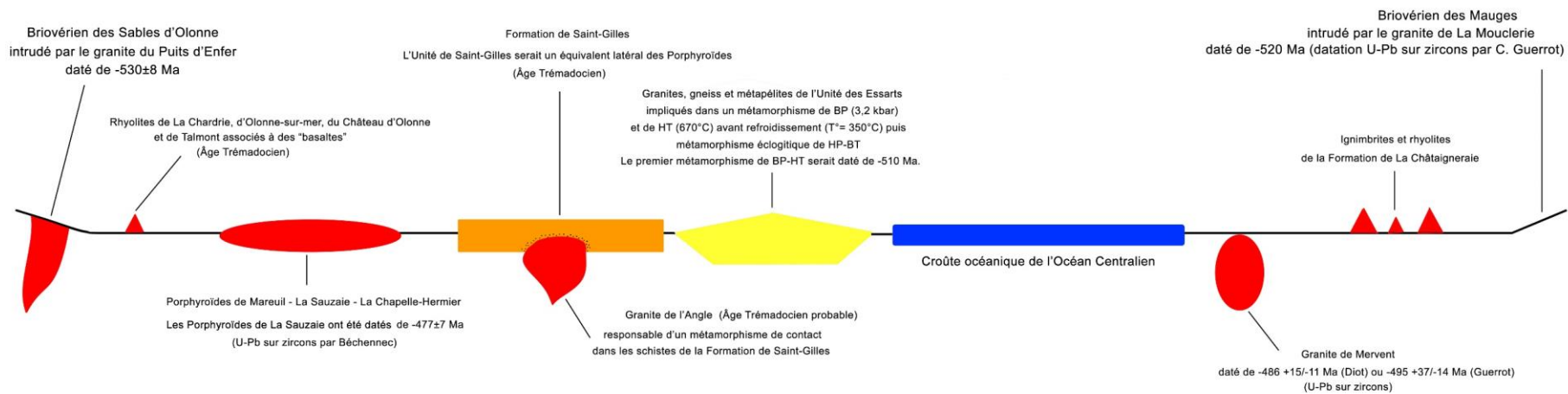
Position d'Armorica et Iberia au Silurien supérieur (-420 Ma)

A l'Ordovicien moyen et supérieur, puis au Silurien et Dévonien moyen, le Synclinorium de Chantonay qui appartient à la marge armoricaine de l'Océan Centralien, après avoir émergé au Trémadocien au niveau de l'axe Mouilleron-La Châtaigneraie (= « Île de La Châtaigneraie ») puis été transgressé par la « mer des grès armoricains », s'enfonce vraiment comme l'indique la présence de phanites à Graptolithes et Radiolaires dans le « Groupe de Réaumur ».

Au Silurien, il correspond alors à un talus continental ou à la limite talus-plateau comme son vis-à-vis de Brétignolles-sur-Mer mais à up-wellings plus rares.

Et cet enfoncement est à mettre en relation avec l'apparition de l'Océan Centralien entre les talus continentaux du Synclinorium de Chantonay (« Groupe de Réaumur ») et de Brétignolles-sur-Mer (Phanites de Sainte Véronique et Séries rythmiques inférieure et supérieure).

La Vendée entre Briovérien des Mauges et Briovérien des Sables d'Olonne après accrétion de l'Océan Centralien (Ordovicien moyen - supérieur ??)



Document HV

Arrêt 4 : La Formation de La Meilleraie à la gare de Chavagnes-les-Redoux

▪ Roches observées

Le long de la voie ferrée, **ce sont des basaltes qui affleurent.**

Deux faciès peuvent être distingués :

- un faciès sombre ; la roche est gris-vert et non noire 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 (en direction de la carrière de La Meilleraie toute proche à vol d'oiseau) et qui font penser à des sills ou à des coulées (faciès effusif). Le débit en pillows est visible ce qui indique un volcanisme sous-marin.



Pillows de basalte sombre (à droite) reposant sur un niveau verdâtre à débit schisteux

Ces basaltes de faciès effusif aphyrique appartiennent à la lignée N-MORB c'est-à-dire qu'ils ont une composition de tholéiites océaniques.

- intercalés entre ces coulées de « basaltes sombres », des niveaux de roches verdâtres à débit schisteux, friables. Ce sont toujours des laves mais cette fois-ci riches en phénocristaux (plagioclase et clinopyroxène) de taille parfois centimétrique et en pyroclastites : cendres, tuffites (voir photos suivantes).





Dans ces niveaux, on peut trouver des petites masses ovales qui font penser à des bombes volcaniques.



Bombe fuselée sous la pointe du marteau (?)



Deux bombes ou scories vacuolaires à gauche de la pointe du marteau (?)

Ces basaltes à faciès explosifs riches en phénocristaux et appelés « **basaltes clairs** » s'apparentent aux tholéïtes d'arc actuelles.

Ces deux faciès : « sombre » et « clair » qui s'interpénètrent sont pénécontemporains. Cela implique d'un point de vue paléogéographique, la présence d'un milieu marin peu profond (présence des pillows) avec dans son voisinage, côte à côte, des volcans de type basaltique effusif et des volcans de chimisme plus acide de type explosif.

La juxtaposition de ces deux types de volcanisme fait penser à un bassin arrière-arc.

Remarque : La formation de La Meilleraie n'a pas été datée. Elle est postérieure au « Groupe de Réaumur » sur laquelle elle repose. Elle serait Dévonien supérieur (- 380 Ma).

Elle a été par la suite métamorphisée dans le faciès prehnite-pumpellyite-épidote-chlorite (T° de l'ordre de 350°C et $P < 2$ kbars). Ce métamorphisme est à rapporter à un hydrothermalisme marin.

La série de La Meilleraie qui forme le cœur du Synclinal de Saint-Prouant est une série marquant les stades initiaux de fonctionnement d'un bassin arrière-arc.

Au milieu du Dévonien, le Synclinorium de Chantonay est occupé par un bassin arrière-arc.

Mais qu'implique la formation d'un bassin arrière-arc ?

▪ Le volcanisme d'arc et son origine

Qui dit bassin arrière-arc dit obligatoirement arc volcanique !

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

L'explication de l'origine du volcanisme d'arc est la suivante.

La croûte océanique de nature exclusivement gabbroïque se métamorphose lorsqu'elle subducte. Le long du slab, les gabbros passent d'abord dans le faciès « à amphibolites » ou « à schistes bleus » (la glaucophane est une amphibole bleue) puis dans le faciès « à éclogites ».

Or les amphiboles sont des minéraux très hydratés, riches en groupements hydroxyles OH^- . 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 l'eau ? L'eau gagne le coin asthénosphérique chevauchant le slab et y provoque la fusion partielle de la péridotite mantellique.

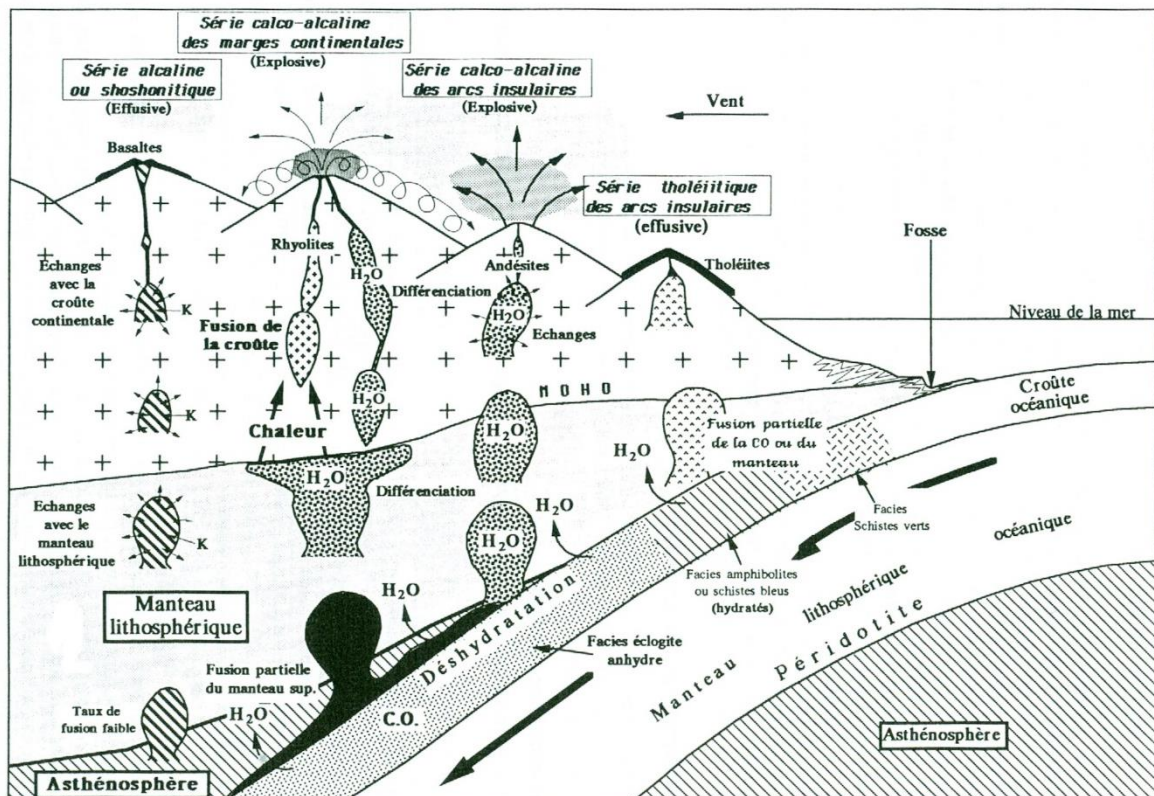
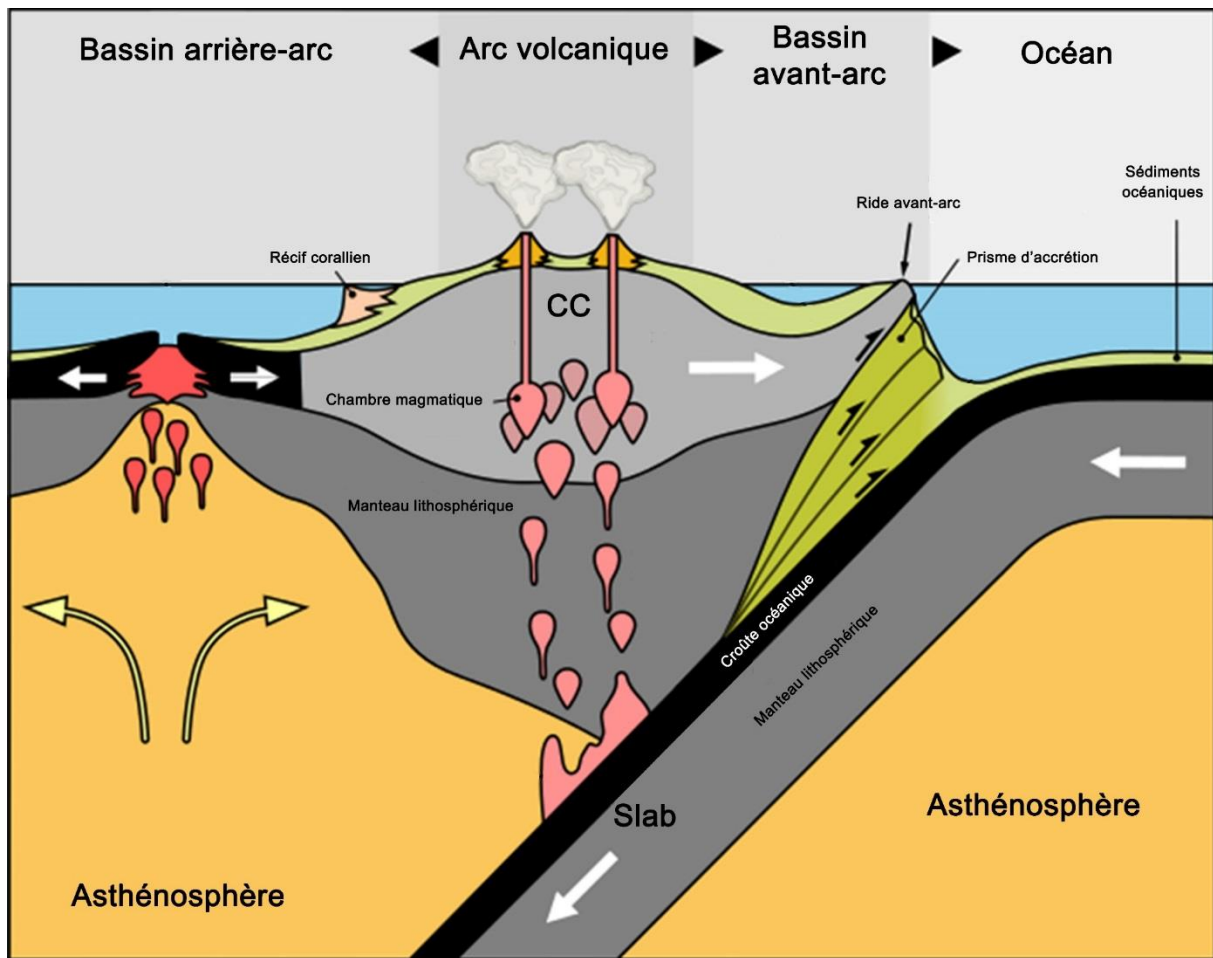
Du magma basaltique se forme qui ensuite monte.

S'il gagne rapidement la surface, il sera responsable d'un volcanisme basaltique.

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

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

Tout est possible ! (voir schémas ci-dessous).



On a le bassin arrière-arc ! C'est la Formation de La Meilleraie.

Il nous faut donc maintenant rechercher l'arc fossile et la croûte océanique fossile qui a subducté ! Il nous faut aller à la recherche de l'Océan Centralien perdu !

▪ Recherche de la croûte océanique

La croûte océanique fossile de l'Océan Centralien, on la connaît !

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 ± 15 Ma (Silurien inférieur- Llandovérien) par PEUCAT.

Cette datation doit être remise en cause pour la bonne et simple raison, on vient de le voir, que c'est l'éclogitisation de la croûte océanique qui est à l'origine du volcanisme arrière-arc de la Formation de La Meilleraie. Or, celui-ci est d'âge Dévonien supérieur probable (-380 Ma).

Il est très vraisemblable que l'éclogitisation ait eu lieu au début du Dévonien.

Remarque : Mais peut-être que cet âge de -436 ± 15 Ma pourrait être celui du début de l'accrétion océanique !

▪ Recherche de l'arc volcanique

C'est l'Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers.

Arguments

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

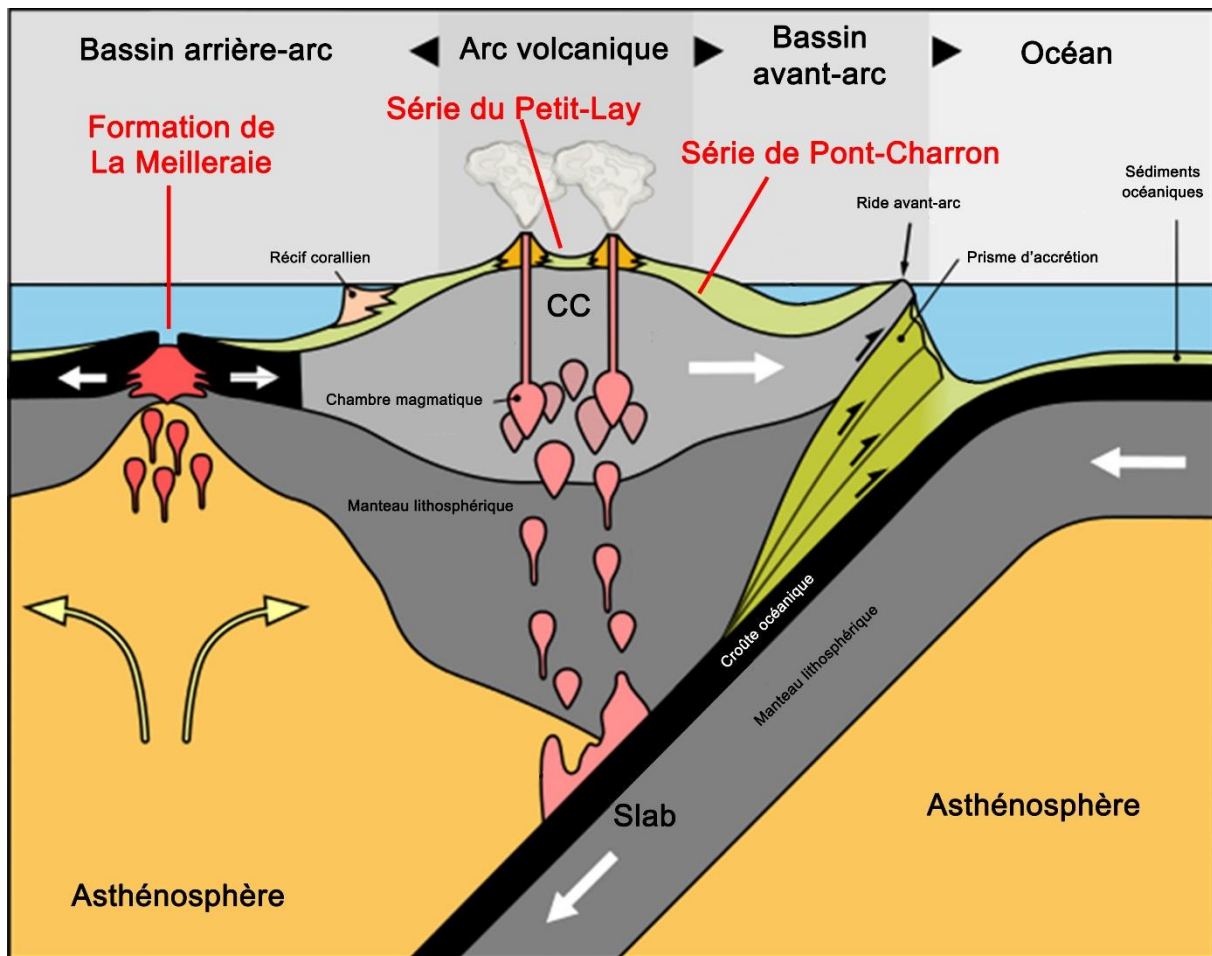
- **la Série tholéiitique de Pont-Charron** à basaltes, ferro-basaltes et plagiogranites caractérisée par un volcanisme effusif,

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

Rappel : Ce sont ces deux volcanismes qui se côtoient dans la Formation de La Meilleraie.

Il existe donc un cogénétisme entre ces deux séries de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers et celles de la Formation de La Meilleraie.

L'existence d'un couple arc volcanique (Unité des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers) -bassin arrière-arc (Formation de La Meilleraie) est donc fortement probable.



On peut par conséquent supposer que ce couple 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).

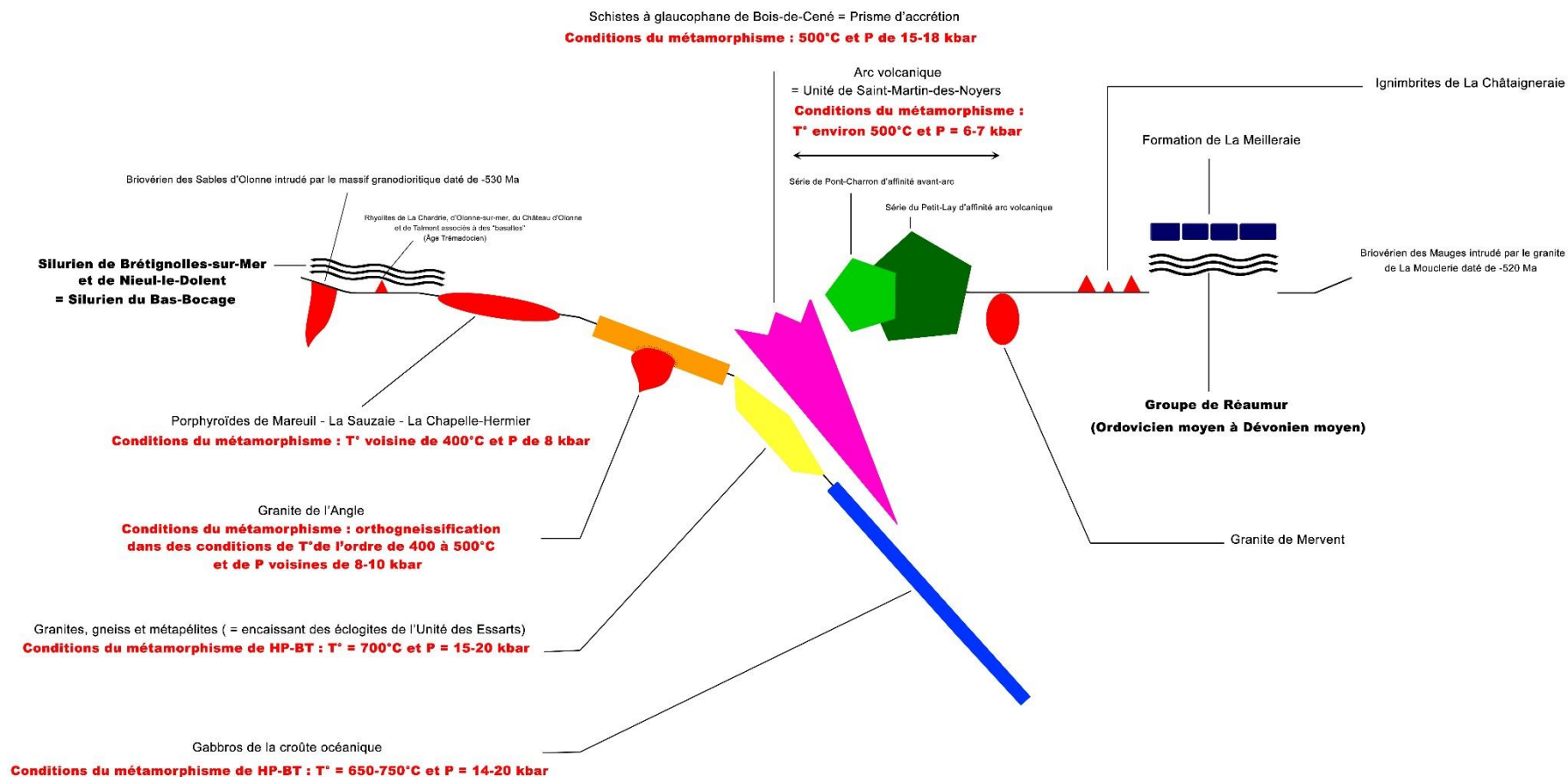
On peut donc admettre que la subduction a débuté au Dévonien moyen.

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 1900 km !

Des arguments paléontologiques ne sont pas favorables à accorder une telle importance à l'Océan Centralien. On pense aussi que de nombreuses microplaques ou « terranes » devaient exister entre les marges armoricaine et gondwanienne de l'Océan Centralien ; dans cette hypothèse, il faudrait donc regarder les Domaines Vendéen et Ligérien comme une véritable « mégabrèche » de blocs continentaux (= microplaques) séparés par de petits domaines marins, 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 et ont même complètement disparu !

On voit donc toute la complexité de la géologie de la bordure Sud du Massif Armoricain ! Les datations sans cesse réajustées ne favorisent pas non plus la compréhension des choses !

Paysage au Dévonien moyen-Dévonien supérieur



Arrêt 5 : Les « Quartzites de La Châtaigneraie » de la butte des Moulins de Mouilleron-en-Pareds



On retrouve en affleurement près des moulins des alternances de strates de poudingues à galets de quartz en forme de dragées et de strates de grès. Les faciès sont identiques à ceux de l'**arrêt 3**.

Il s'agit là aussi de la Formation des « Quartzites de La Châtaigneraie » d'âge Arénigien ou Floien.



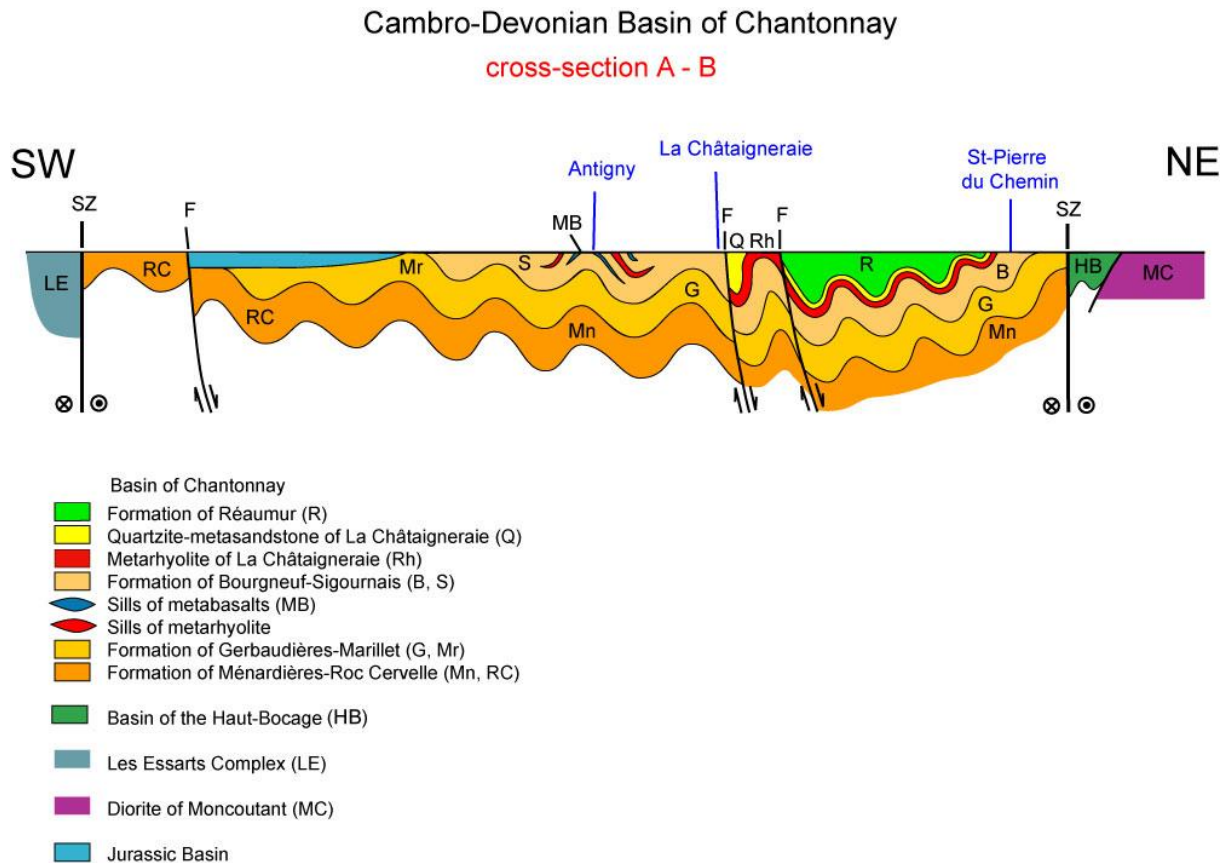
Alternance de strates de grès et de poudingue dans les « Quartzites de La Châtaigneraie »



Détail du poudingue montrant de belles « dragées » de quartz

Si l'on raisonne rapidement, on pourrait dire de suite que l'on est ici sur l'autre versant du Synclinal de Saint-Prouant puisque entre les arrêts 3 et 5, on a rencontré le « Groupe de Réaumur » (Ordovicien moyen à Dévonien moyen) puis la Formation des basaltes de La Meilleraie (Dévonien supérieur) plus jeunes que les « Quartzites de La Châtaigneraie ».

On a donc bien une cuvette, un pli en creux, un synclinal dont le cœur est occupé par les basaltes de La Meilleraie.



La Formation de La Meilleraie au-dessus du Groupe de Réaumur (R) n'a pas été représentée, la coupe AB ne passant pas par cette formation.

Document André Pouclet

Si l'on a bien globalement un synclinal, dans le détail, le raisonnement est plus compliqué ! Car alors pourquoi parle-t-on d' « Anticlinal de La Châtaigneraie » ?



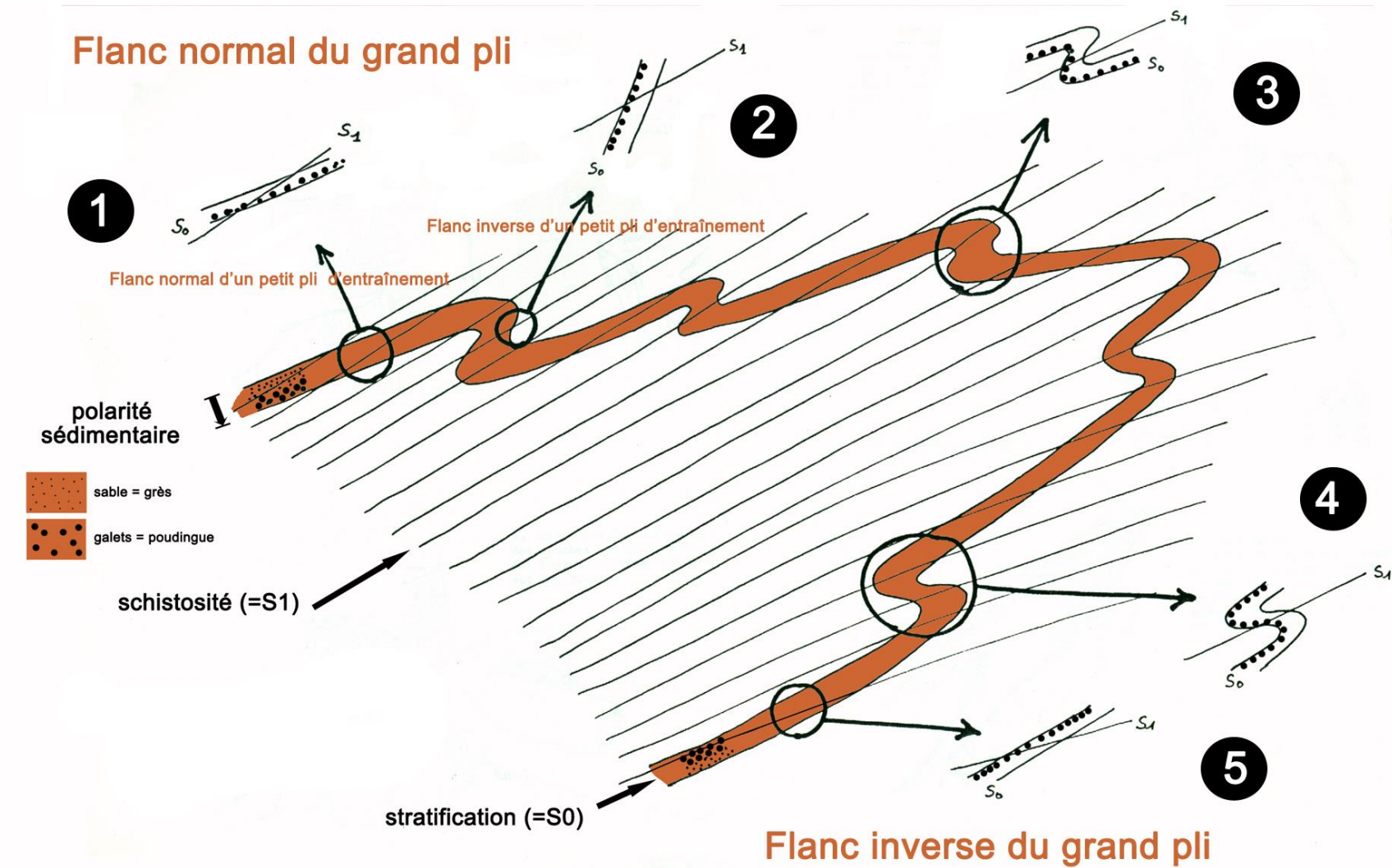
Dans certains chicots à poudingue et grès, la stratification et les joints de stratification sont nets : les strates de poudingues et de grès sont orientées N130° environ.

Le pendage de la stratification est plutôt raide : environ 80°, presque vertical alors qu'au Moulin de La Boissière, rappel, il était de l'ordre de 45°.

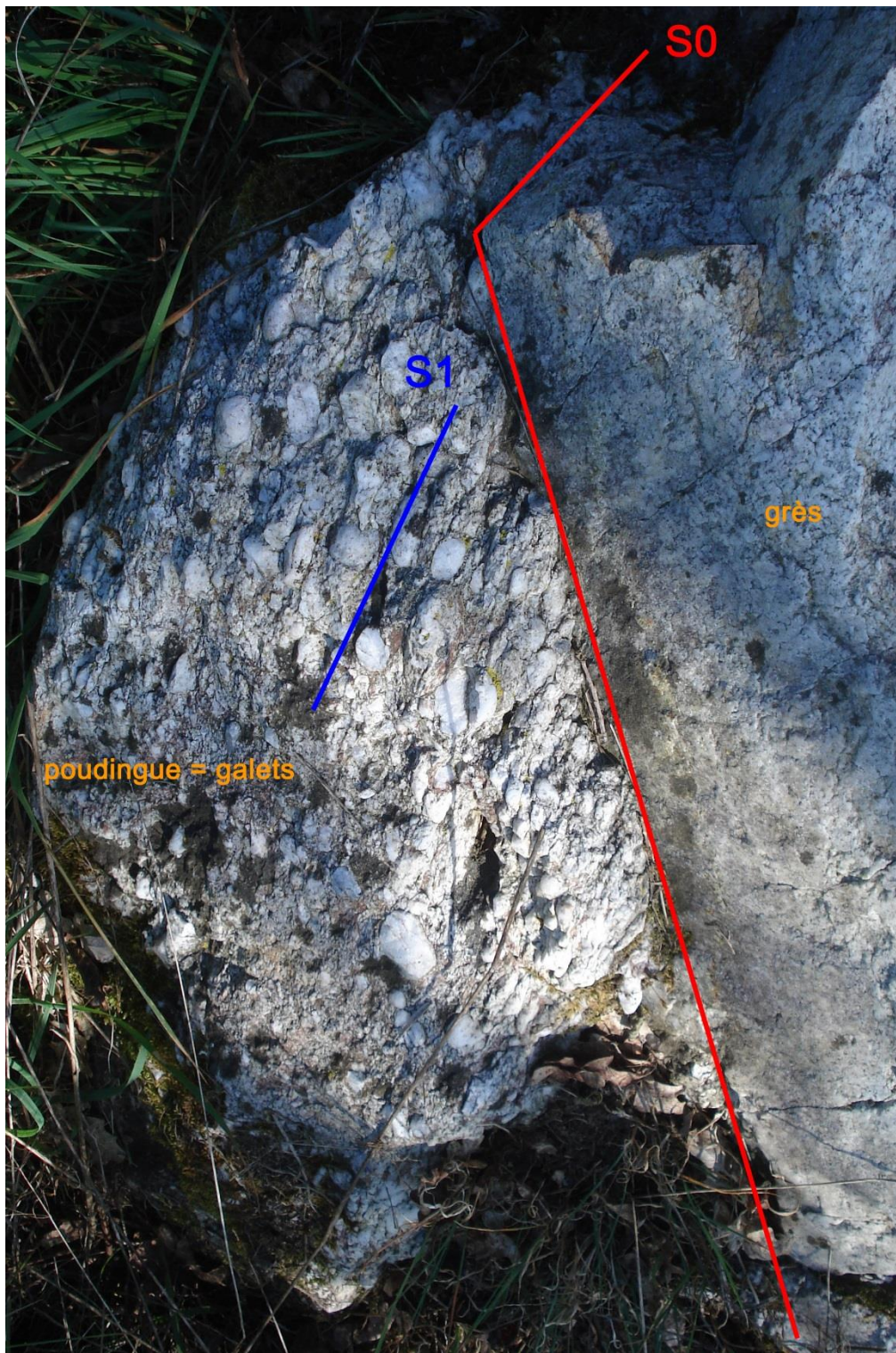
La schistosité est également nette dans les strates de poudingues. Elle est matérialisée par l'orientation des galets aplatis. Et l'on constate alors que le plan de schistosité fait un angle d'environ 30° avec la stratification sur le chicot observé (voir photo ci-dessus).

A partir de ces trois éléments : stratification, polarité sédimentaire et schistosité, on peut déterminer la position de l'affleurement par rapport à un méga-pli (voir schéma ci-dessous).

Relation stratification - schistosité dans un grand pli avec petits plis d'entraînement



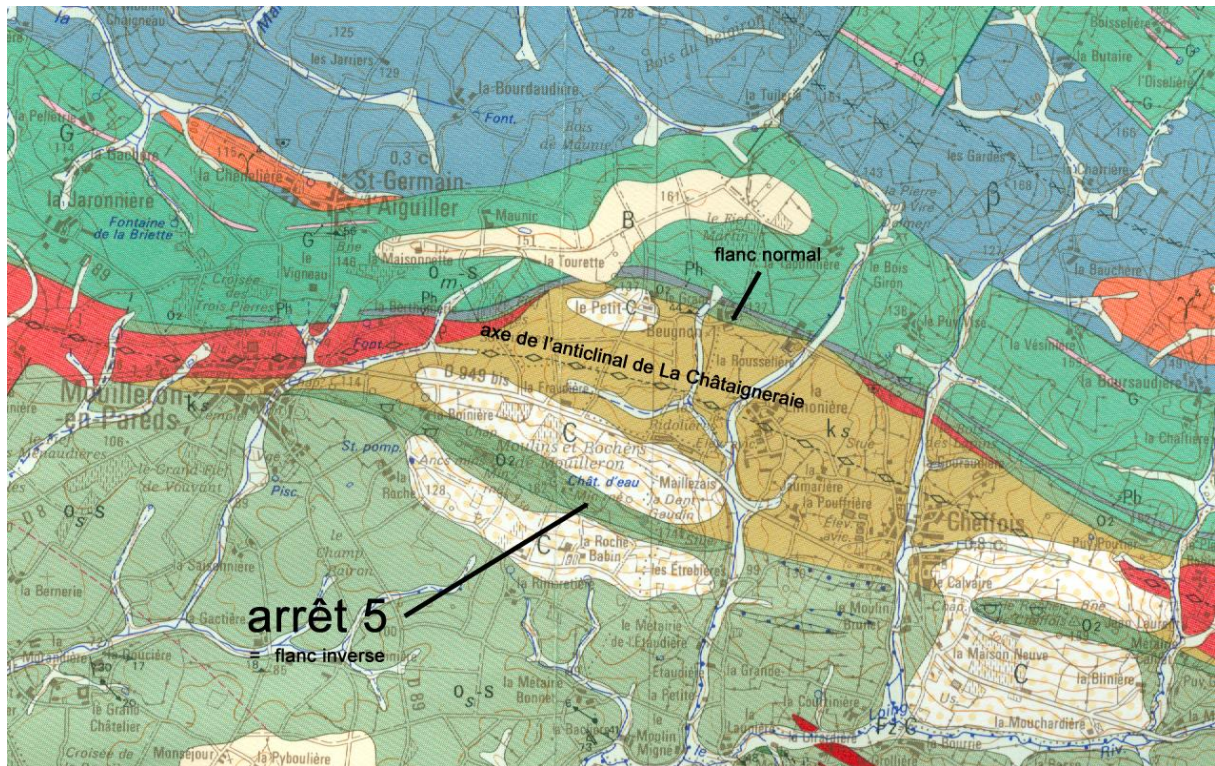
On voit bien avec la photo légendée ci-dessous que la disposition observée est semblable aux dispositions ② ou ⑤ de la figure ci-dessus.



On a donc la preuve que l'on est ici sur le flanc inverse d'un grand pli ⑤ ou sur le flanc inverse d'un petit pli d'entraînement ②, en aucun cas sur un flanc normal.

Cela nous oblige par conséquent à admettre l'existence entre l'affleurement de la « Formation des basaltes de la Meilleraie » et les rochers de Mouilleron-en-Pareds du flanc normal avec « Grès armoricains ».

Il existe effectivement (et heureusement !) à 1,5 km plus au Nord. La carte géologique de Chantonnay au 1/50 000^{ème} le montre (voir ci-dessous).



Et l'on a donc la confirmation que la butte des Rochers de Mouilleron-en-Pareds est bien un anticlinal au sens géologique du terme.

Définition de « anticlinal » : pli au cœur duquel on observe les couches les plus anciennes.

Comme on l'a déjà dit, « anticlinal » n'est pas synonyme de point haut.

Si la butte de Mouilleron-en-Pareds est aujourd'hui en relief (altitude : 180 m), c'est bien évidemment à cause d'un plissement NO-SE qui a structuré tout le Synclinorium de Chantonnay au moment de la collision hercynienne mais c'est aussi la conséquence d'une érosion différentielle qui a entamé les schistes tendres environnants et préservé, déchaussé les « Quartzites de La Châtaigneraie » durs et compacts.

Remarque : Le « Grès armoricain » n'affleure pas au Sud de l'anticlinal de La Châtaigneraie, dans ce que l'on a appelé le synclinal de Bazoges-en-Pareds - Saint-Maurice-le-Girard. Seule affleure dans ce synclinal la « Formation de Sigournais ».

Que penser de cette « Formation de Sigournais » ?

Dans sa thèse (1980), WYNS avait daté la « Formation de Sigournais » de l'Ordovicien supérieur au Silurien, ce que l'on peut lire également dans la légende de la carte géologique de Chantonay au 1/50 000^{ème}. Elle était donc plus ou moins contemporaine du « Groupe de Réaumur ».

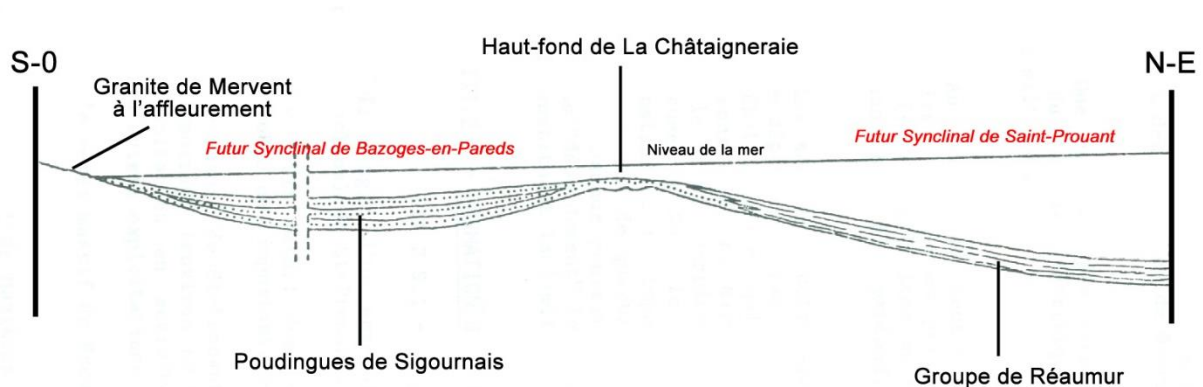
Mais les faciès de la « Formation de Sigournais » sont beaucoup plus grossiers que ceux du « Groupe de Réaumur » : grès feldspathiques, poudingues dont le fameux « Poudingue polygénique de Sigournais » à galets de phtanites, de quartz, de pélites, de laves et de roches grenues diverses...

WYNS a alors émis l'hypothèse que l'axe ignimbritique de Mouilleron-La Châtaigneraie fonctionnait encore ou de nouveau comme un haut-fond (ex-île de La Châtaigneraie) de l'Ordovicien moyen au Dévonien moyen, divisant ainsi le Synclinorium de Chantonay en deux bassins :

- au Nord de l'axe Mouilleron-La Châtaigneraie, un bassin profond, euxinique préfigurant le synclinal de Saint-Prouant et où se déposait le « Groupe de Réaumur »,

- et au Sud du même axe, un bassin préfigurant le synclinal de Bazoges-en-Pareds, peut-être au départ équivalent du précédent (sédimentation du « Groupe de Réaumur » dont on n'a plus de traces aujourd'hui) et qui par la suite s'est comblé rapidement : s'y accumulait le « Poudingue de Sigournais » non seulement pourvu en galets de phtanites formés par érosion « in situ » d'un éventuel « Groupe de Réaumur », mais riche également en conglomérats, arkoses, graviers, éléments d'origine magmatique ...

Pour WYNS, ces derniers sédiments grossiers devaient provenir d'une zone émergée apparue plus au Sud. Et ce relief pouvait être le granite de Mervent qui formé en profondeur au Trémadocien serait alors parvenu à la surface. Mis à nu, il aurait alimenté cette sédimentation plus détritique (voir schéma ci-dessous).



Document R. WYNS modifié

La formation de ce haut-fond de La Châtaigneraie pourrait finalement expliquer l'absence ou l'arrêt des up-wellings et donc le plus faible développement des phtanites et des nodules phosphatés dans le « Groupe de Réaumur », sur la marge armoricaine de l'Océan Centralien, comparativement à ce

que l'on observe à Brétignolles-sur-Mer (Phtanites de Sainte Véronique et Séries rythmiques inférieure et supérieure), sur la marge gondwanienne du même océan .

Elle pourrait être aussi le signe de la fin de l'accrétion océanique et du début de la convergence entre la marge gondwanienne de Brétignolles-sur-Mer et la marge armoricaine du Synclinorium de Chantonay.

Evolution des idées en ce qui concerne ce synclinal de Bazoges-en-Pareds - Saint-Maurice-le-Girard.

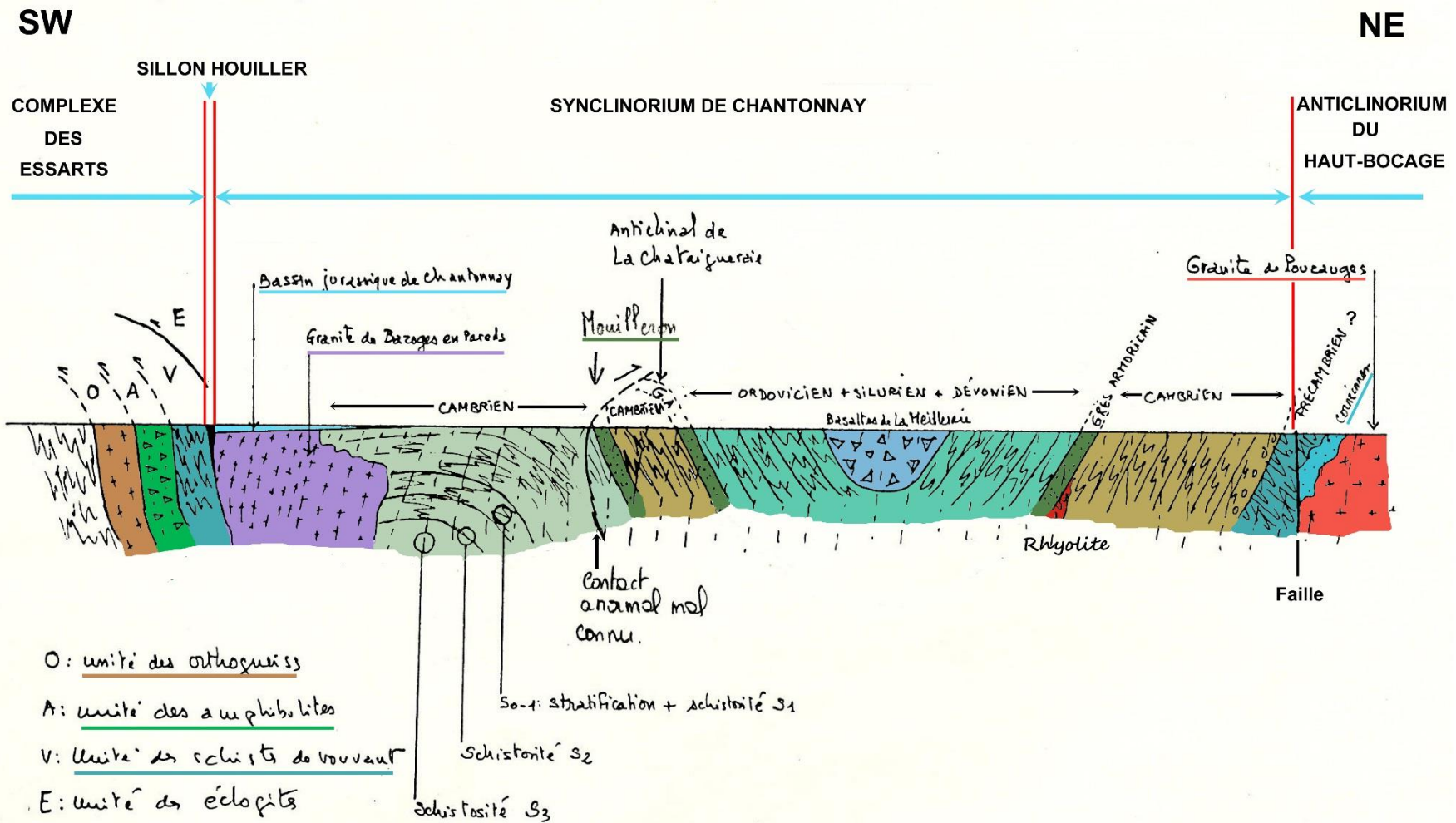
D'après ce que l'on vient de dire, le synclinal de Bazoges-en-Pareds - Saint-Maurice-le-Girard étant à cœur Ordovico-Silurien (âge que WYNS a donné à la « Formation de Sigournais » dans sa thèse) peut être interprété effectivement comme un synclinal !

En fait, la « Formation de Sigournais » est considérée aujourd'hui comme contemporaine de la Formation du Bourgneuf : elle est d'âge Cambrien supérieur. WYNS le précise d'ailleurs dans la notice de la carte géologique de Chantonay au 1/50 000^{ème}, donc postérieurement à sa thèse et à la confection de la carte.

Le « synclinal de Bazoges-en-Pareds - Saint-Maurice-le-Girard » est donc essentiellement Cambrien. En conséquence, il ne mérite donc pas cette appellation de « synclinal » que l'on a utilisée par simplification !

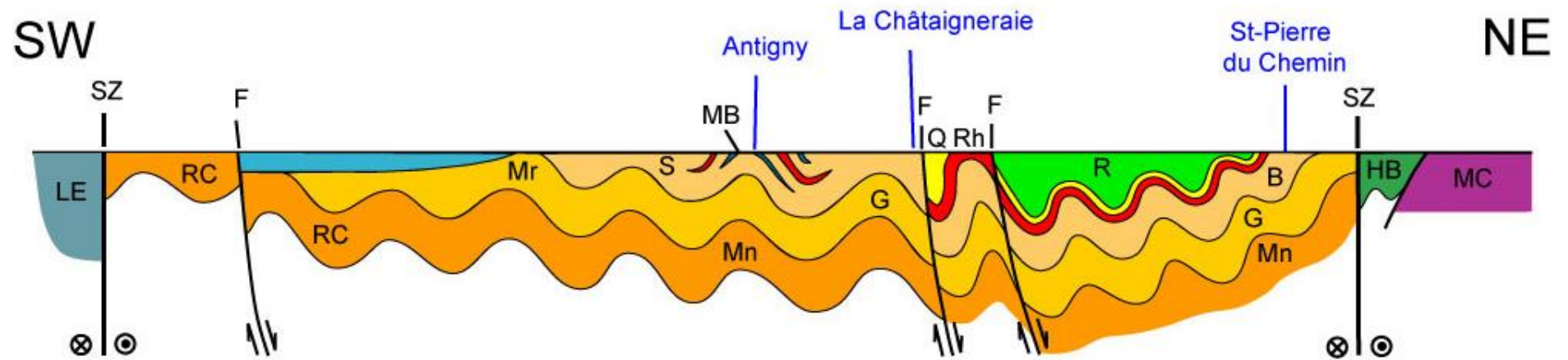
Cette nouvelle datation de la « Formation de Sigournais » implique également l'existence d'un contact anormal, tectonique entre le flanc inverse de l'anticlinal de La Châtaigneraie et la « Formation de Sigournais ». Il pourrait s'agir d'un pli-faille, d'une faille ... (voir les deux coupes ci-dessous).

Enfin, pour être précis, ce que l'on a appelé « synclinal de Bazoges-en-Pareds - Saint-Maurice-le-Girard » (et qui n'en est plus un !) comprend non seulement la « Formation de Sigournais » représentée par le Membre du Busseau du Cambrien supérieur riche en filons et sills de méta-rhyolites et de méta-dolérites dans les environs d'Antigny mais aussi la « Formation des Gerbaudières » du Cambrien moyen à supérieur.



COUPE SCHEMATIQUE ET HYPOTHETIQUE DU SYNCLINORIUM DE CHANTONNAY

D'après une carte de R. Wyns - BRGM Nantes - 1988



- Basin of Chantonay
- Formation of Réaumur (R)
- Quartzite-metasandstone of La Châtaigneraie (Q)
- Metarhyolite of La Châtaigneraie (Rh)
- Formation of Bourgneuf-Sigournais (B, S)
- Sills of metabasalts (MB)
- Sills of metarhyolite
- Formation of Gerbaudières-Marillet (G, Mr)
- Formation of Ménardières-Roc Cervelle (Mn, RC)
- Basin of the Haut-Bocage (HB)
- Les Essarts Complex (LE)
- Diorite of Moncoutant (MC)
- Jurassic Basin

COUPE DU SYNCLINORIUM DE CHANTONNAY

Document André Pouclet

Arrêt 6 : L'orthogneiss de Siclon (Bazoges-en-Pareds)



▪ Minéralogie

C'est un granite porphyroïde à mégacristsaux de feldspath orthose rose pouvant atteindre 10 cm.

La biotite est présente et domine la muscovite. Le microcline domine sur le plagioclase. Le grenat est présent.



▪ Déformation

Ce granite est en même temps orienté. Il présente une foliation nette : tous les cristaux de feldspath orthose sont bien alignés selon une direction N125°. Il s'agit donc d'un orthogneiss.

Ces feldspaths présentent d'autre part des queues de recristallisation indiquant un cisaillement dextre parallèle à la foliation.

Le pendage de cette foliation est très raide, presque vertical avec un léger déversement vers le SO. Il contraste avec la foliation plate des schistes encaissants.

Le granite de Siclon développe d'autre part autour de lui dans ces schistes encaissants un métamorphisme de contact.

▪ Datation

Ce granite orienté de Bazoges-en-Pareds n'a pas été daté de façon absolue mais il est évidemment postérieur aux déformations qui ont affecté son encaissant.

Or, ces déformations ont également affecté toutes les formations du Synclinorium de Chantonnay y compris les Basaltes de La Meilleraie. Elles sont donc post-Dévonien supérieur.

Il est en même temps antérieur voire contemporain des déformations qui l'ont orthogneissifié. Or les cisaillements dextres responsables de sa foliation se sont manifestés certainement dès le début de la collision, du serrage et de la mise en place des grands charriages de nappes sur le Bas-Bocage que l'on a daté du Tournaisien-Viséen.

Le granite de Bazoges-en-Pareds pourrait donc être Carbonifère inférieur.

Arrêt 7 : La Jaudonnière : passage de la faille de Chantonnay et Sillon Houiller

▪ **Description**

A l'entrée de La Jaudonnière, la route monte de façon abrupte.

Cette dénivellation matérialise un escarpement de faille : il s'agit de la faille de Chantonnay, faille récente qui a affaissé à l'Est le Jurassique du Bassin de Chantonnay et surélevé à l'Ouest, le Sillon Houiller et le Horst des Essarts.

Le Jurassique du Bassin de Chantonnay est constitué de terrains calcaires blancs recouverts d'argile rouge de décalcification (terra rossa).

Ce calcaire a été et est toujours exploité pour la fabrication de la chaux (Carrière des Fours à chaux de l'Ouest - Groupe Pigeon). Quelques vieux fours à chaux sont encore les témoins de l'ancienne activité.

En montant le Chemin de La Martinière, on peut observer successivement en une cinquantaine de mètres :

- deux gros filons de quartz (peut-être un seul en réalité ?) qui matérialiseraient le plan de la faille de Chantonnay : une faille facilitant toujours la circulation de fluides souvent riches en silice.



Filon(s) de quartz partiellement caché par la végétation

- un niveau de schistes très altérés, renfermant des blocs de quartz de grande taille, de forme irrégulière et parfois ovale et dispersés dans la masse schisteuse,



- puis plus haut, un affleurement de schistes à foliation nette très redressée, presque verticale dans lesquels on peut voir de très jolis galets parfaitement arrondis de taille moyenne : 5 cm environ (voir photos ci-après).





Galets

Cette succession représenterait la totalité du Houiller, ici fortement plissé, pincé et verticalisé entre le Horst des Essarts et la faille de Chantonnay. Ce Houiller a été daté dans les environs de Chantonnay du Westphalien supérieur.

▪ Rappels

Le Houiller de Chantonnay n'est pas métamorphique.

Le Houiller repose en parfaite continuité sur le Complexe des Essarts sur lequel il est néanmoins discordant. Le contact entre ces deux formations est purement sédimentaire et non pas tectonique.

Il renferme des galets d'éclogites provenant du Complexe des Essarts fortement métamorphique (métamorphisme de HP-BT).

Cela implique que la « Nappe du Complexe des Essarts » était déjà exhumée, rétrotransformée et soumise à l'érosion avant le Namurien, âge des premiers dépôts du Houiller.

▪ Mise en place des nappes vendéennes

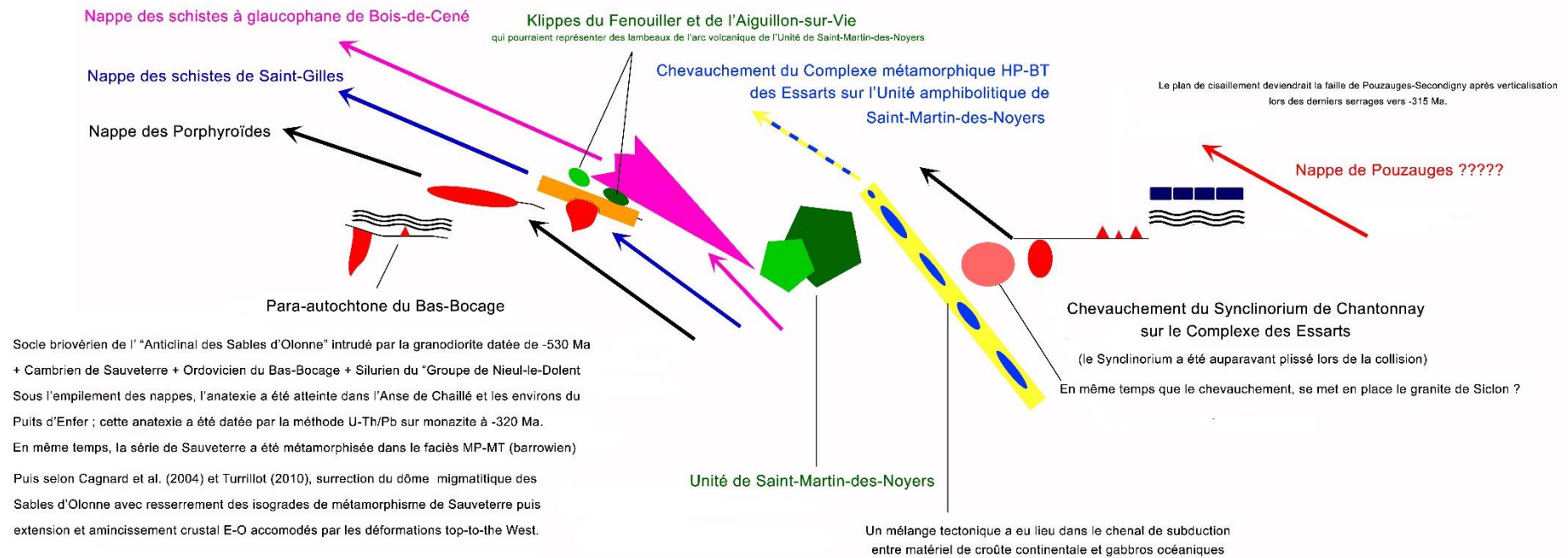
Effectivement, après la fermeture de l'Océan Centralien par subduction de sa croûte océanique mais aussi d'une partie de sa marge gondwanienne qui va se métamorphiser ([voir paysage au Dévonien](#)), les deux marges viennent en contact (= hypercollision).

Au Carbonifère inférieur (Tournaisien-Viséen), une grande partie du matériel subducté ou accréte au pied de l'arc volcanique (bassin avant-arc) est éjecté en nappes qui vont se déverser sur le Bas-Bocage.

C'est la mise en place de ces nappes qui serait responsable de l'anatexie des orthogneiss des Sables d'Olonne, anatexie auparavant datée à $- 392 \pm 37$ Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (VIDAL, 1980) et maintenant à $- 320$ Ma par la méthode U-Th/Pb sur monazite (TURRILLOT, 2010).

Le granite du Puits d'Enfer ne serait donc plus Dévonien mais Viséen.

Paysage au Carbonifère inférieur – Mise en place des nappes vendéennes (Tournaisien-Viséen)

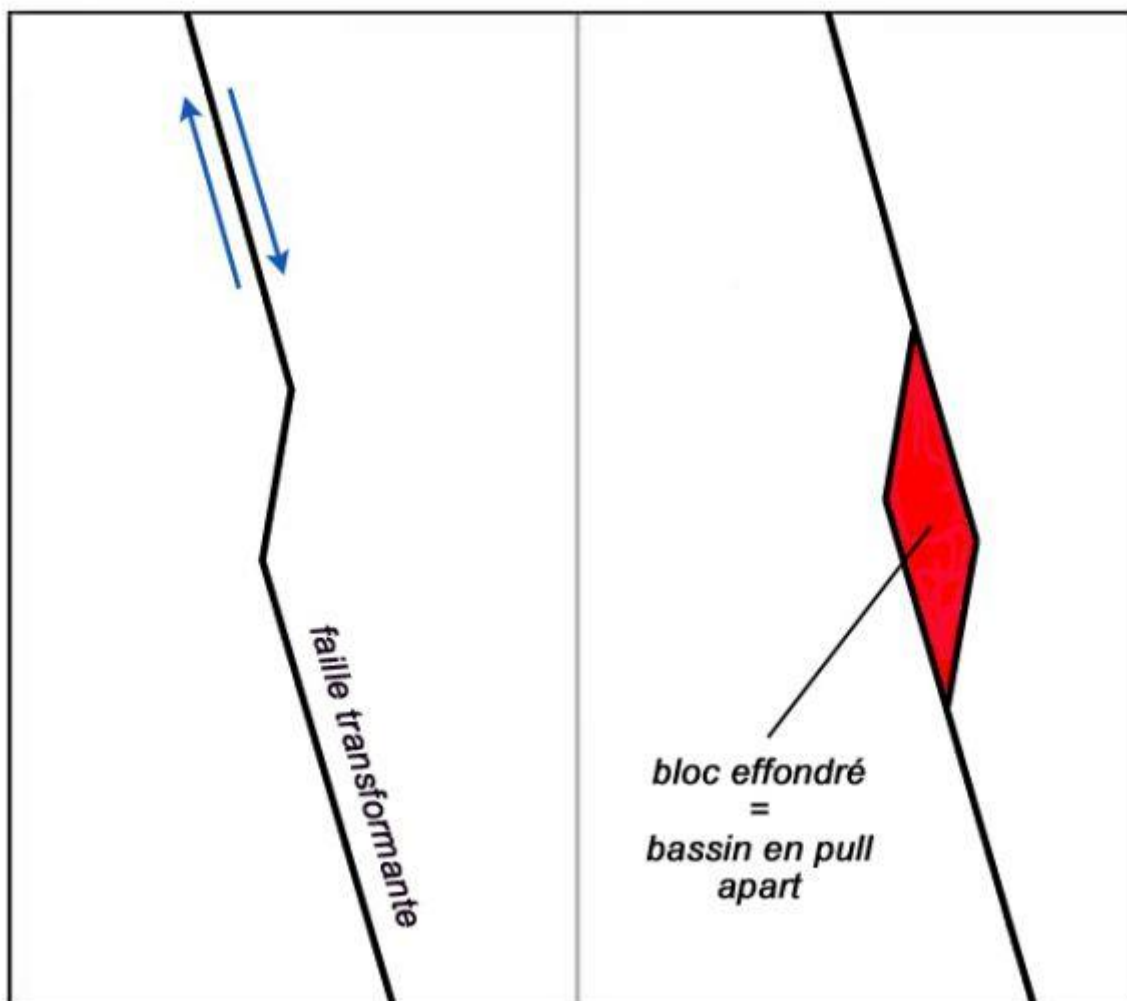


Document HV

C'est cet empilement de nappes qui crée le relief.

■ Formation du Houiller

Après la mise en place des nappes vendéennes au Tournaisien-Viséen et l'installation du dôme granito-anatectique peralumineux du Bas-Bocage (granites de La Roche-sur-Yon, Bournezeau, Legé, Aizenay, Le Tablier, Avrillé) entre - 328 ± 5 et - 335 ± 5 Ma soit à la limite Viséen supérieur-Namurien, le Houiller de Vendée (conglomérats à galets, grès psamitiques et arkosiques, pélites charbonneuses et veines de houille) s'installe sur le dos des Unités des Essarts-Mervent et de Saint-Martin-des-Noyers émergées, dans des bassins limniques de type « pull-apart » apparus le long du système de décrochement dextre NO-SE de la branche Sud du CSA.

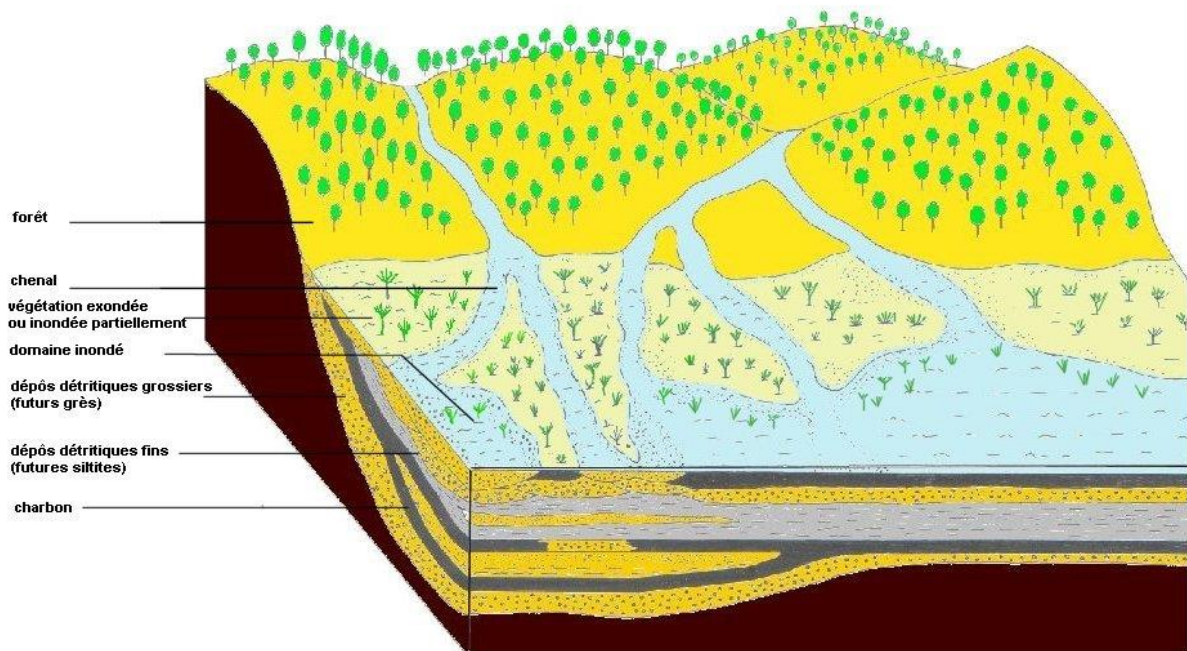


Principe d'ouverture d'un bassin simple en pull- apart avec décrochement dextre

Ces décrochements dextres entraînent en effet la formation de petits bassins en pull-apart (voir schéma ci-dessus) qui vont recevoir la sédimentation détritique issue du démantèlement des reliefs voisins : le Complexe des Essarts, l'orthogneiss de Mervent, les Unités Cambriennes de Roc Cerveille et du Marillet, le granite de Bazoges-en-Pareds et le Synclinorium de Chantonay (phtanites et ignimbrites).

Ces sédiments sont apportés par coulées, éboulements ou glissements de terrain. Ils s'étalent ensuite en cônes alluviaux en bas de pente avant de parvenir dans une plaine alluviale où se déposent grès et galets à stratification entrecroisée.

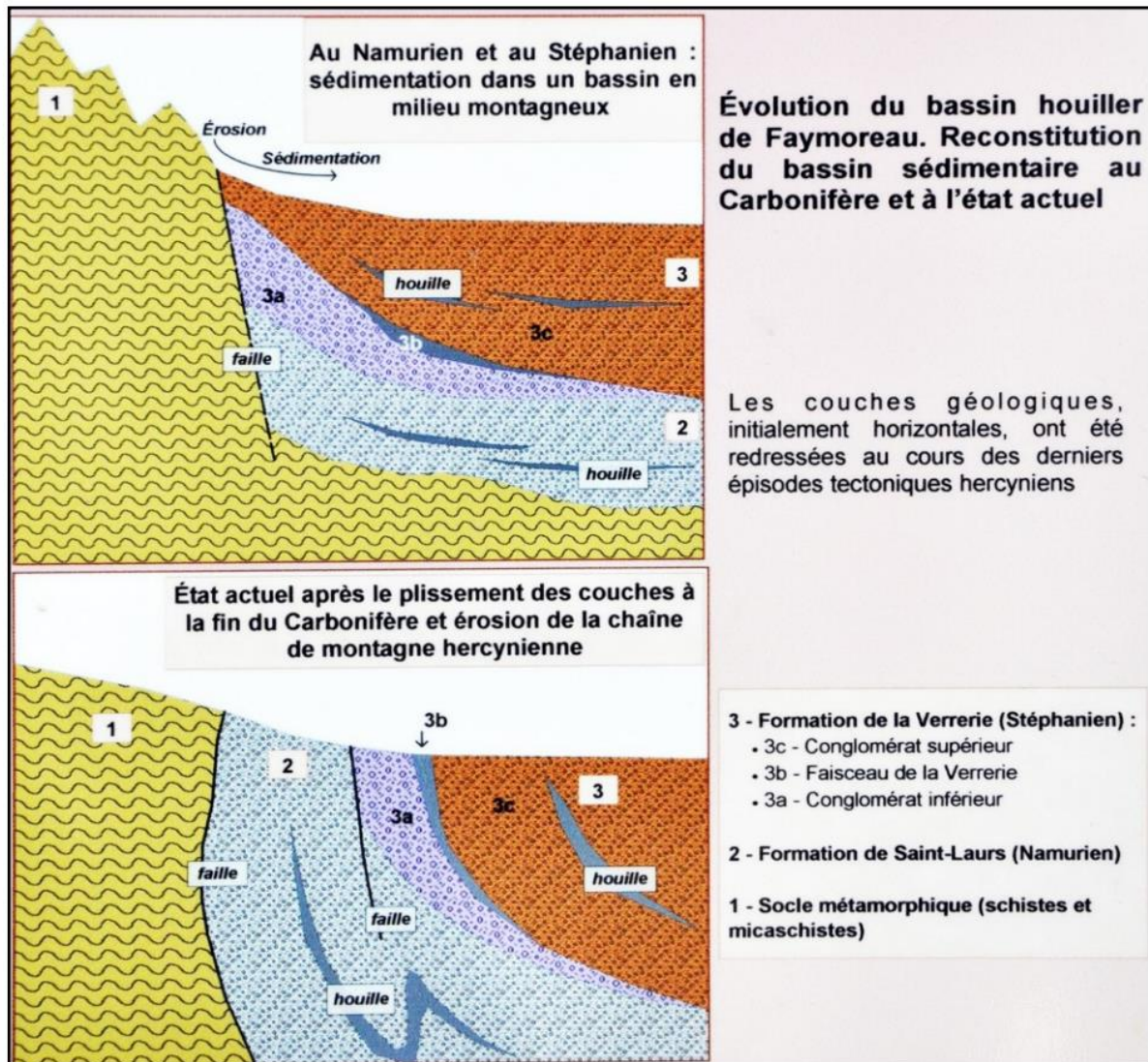
D'une façon générale, c'est dans ces domaines de plaines fluviales soumises épisodiquement à des inondations que s'est formé le Houiller de Vendée.



<http://pedagogie.ac-montpellier.fr/svt/litho/foret-houillere/interpretation.htm>

■ Structuration du Houiller

Elle se termine lors des serrages ultimes post-Stéphanien. Le Houiller est intensément plissé et donc raccourci selon une direction N115° et fracturé, haché « en baïonnette » selon des décrochements en majorité N130°.



Arrêt 8 : Le Moulin Neuf : contact de deux Unités

a) L'amphibolite de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers

Juste avant le restaurant, affleurent les amphibolites de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers.



On a déjà évoqué cette Unité à propos de la Formation de La Meilleraie (**voir arrêt 4**).

L'Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers représenterait un paléo-arc.

▪ Description

Elle est constituée d'amphibolites qui dériveraient par métamorphisme d'anciens basaltes, de tholéites continentales formés au-dessus d'une zone de subduction. Leur histoire pétrographique et leur chimisme les distinguent nettement des éclogites et des éclogites amphibolitisées de l'Unité des Essarts qui elles dérivent de basaltes et de gabbros appartenant à une ancienne croûte océanique.

Rappel :

On a mis en évidence dans cette Unité de Saint-Martin-des-Noyers deux séries distinctes à caractère ortho-dérivé, schématiquement :

- la Série tholéitique de Pont-Charron à basaltes, ferro-basaltes et plagiogranites caractérisée par un volcanisme effusif,
- et la Série du Petit-Lay à basaltes andésitiques, andésites et rhyolites à évolution de type calco-alcalin et qui se manifeste par un volcanisme explosif.

Ce sont ces deux volcanismes qui se côtoient dans la Formation de La Meilleraie.

▪ Minéralogie

Les amphibolites renferment de l'amphibole, du plagioclase, de la chlorite, de l'épidote et du grenat.





Microplis dans l'amphibolite, preuve que le protolithe de l'amphibolite a été plissé

▪ Conditions et âge du métamorphisme

Le chimisme des minéraux indique que les basaltes ont été métamorphisés en amphibolites dans des conditions de température voisine de 500°C (intervalle 470 à 550°C) et de pression de 6 à 7 kbar ce qui représente une paléoprofondeur (bien sûr théorique puisque l'on néglige les surpressions tectoniques) de 25 à 30 km.

Ce métamorphisme a eu lieu lors de la subduction. Le paléo-arc a été entraîné dans la subduction.

b) L'orthogneiss de l'Angle

Juste après le restaurant, affleurent cette fois-ci des orthogneiss.

Ce sont les orthogneiss de l'Angle.



Orthogneiss de l'Angle

On devine malgré l'altération de la roche les yeux de feldspath.

▪ Minéralogie

Les orthogneiss de l'Angle renferment du quartz, du feldspath potassique, des plagioclases, du mica blanc, parfois de la biotite et du grenat.



Cassure fraîche

▪ Origine

Ils dérivent d'un ancien granite : le granite de l'Angle d'âge Trémadocien probable intrusif dans les schistes de l'Unité de Saint-Gilles qu'il a métamorphisés.

▪ Conditions et âge du métamorphisme

Le granite de l'Angle s'est lui aussi métamorphisé en orthogneiss lors de la subduction mais dans des conditions de T° et de P différentes de celles des amphibolites de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers : T° de 400 à 500°C environ pour une pression de l'ordre de 8 à 10 kbar.

A Moulin Neuf, on voit donc, très proches l'une de l'autre, deux unités : l'Unité amphibolitique de Saint-Martin-des-Noyers et l'Unité de Saint-Gilles.

Elles sont en fait en contact direct mais ici, le contact n'est pas visible.

Ce contact, visible ailleurs, est un contact anormal. Il se fait par chevauchement de l'Unité de Saint-Martin-des-Noyers sur l'Unité de Saint-Gilles.

Rappel : Cette dernière chevauche l'Unité des Porphyroïdes qui elle-même chevauche l'Unité du Bas-Bocage considérée comme para-autochtone.

C'est cet empilement de nappes qui a généré du relief au cours de l'orogénèse varisque.

Conclusion

En Vendée, l'édifice hercynien a été fortement comprimé puis disloqué par de grands cisaillements dextres avant d'être traversé par les granites tardi-hercyniens du Bas-Bocage.

Auparavant, lors de la fermeture de l'Océan Centralien puis de la collision qui s'en est suivie, des « terranes » lointaines ayant chacune leur propre histoire sont venues se coller et certaines ont même, peut-être, été englouties !

Pour toutes ces raisons, la géologie de notre région est difficile à démêler.

Mais nous avons passé une belle journée et raconté une belle histoire !

Hendrik Vreken

Bibliographie

Thèses

- « Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - partie orientale du Synclinorium de Chantonnay - Massif armoricain » par P. BOUTON - Université de Poitiers (1990).
- « Structure de l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif Armoricain) - Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne » par C. CARTIER - Université d'Orléans (2002).
- « Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale - Etude lithostratigraphique et structurale des « Porphyroïdes » et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (Région de Mareuil-sur-Lay) par M. CHALET - Université de Poitiers (1985).
- « Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif Armoricain) par G. GODARD - Université de Nantes (1981).
- « Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain) par J. LE GALL - Mémoires de Géosciences Rennes n° 52 - 1993.
- « Le magmatisme paléozoïque en Vendée - Apports des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque » par D. THIÉBLEMONT - Documents du BRGM n°157 (1988).
- « Contribution à l'étude du Haut Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée) » - Université P. et M. Curie, Paris par R. WYNS (1980).

Documents divers

- « Géologie de la Vendée » - Géologie de la France n° 1-2 – 2001
 - « The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, Southern Armorican Massif) : Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt ? » par G. GODARD
 - « Le complexe de Cholet - Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges » par D. THIÉBLEMONT, C. GUERROT, J. LE MÉTOUR et P. JÉZÉQUEL
- « Le synclinorium de Chantonnay - Vendée » - SGMB 15 et 16 octobre 1983 par R. WYNS - BRGM Nantes
- « Approche géologique du socle vendéen et de sa couverture sédimentaire » - Stage pour professeurs de Sciences naturelles - Mars et Mai 1988 par R. WYNS - BRGM Nantes
- « Radiolaires et radiolarites : production primaire, diagenèse et paléogéographie » par P. DE WEVER, J. AZEMA et E. FOURCADE - Bulletin des centres de recherches Exploration-Production - Elf Aquitaine - Volume 18, n°1 (1994)
- Coupes du Synclinorium de Chantonnay de A. POUCKET et R. WYNS
- H. DIOT - Sortie de l'AVG à l'Île d'Yeu
- « Dictionnaire de Géologie - 3^{ème} édition » par A. FOUCAULT et J.-F. RAOULT - Editions Masson - 1988
- « Magmatisme et tectonique des plaques » par B. MEHIER - Collection « Ellipses » -1995

Cartes géologiques

- Carte géologique de Chantonnay au 1/50 000^{ème}
- carte géologique de Palluau au 1/50 000^{ème}
- carte géologique de Montaigu au 1/50 000^{ème}
- carte géologique des Sables d'Olonne-Longeville au 1/50 000^{ème}
- carte géologique de Saint-Gilles au 1/50 000^{ème}
- carte géologique de La Roche-sur-Yon au 1/50 000^{ème}
- carte géologique de Fontenay-le-Comte au 1/50 000^{ème}
- carte géologique des Herbiers au 1/50 000^{ème}
- carte géologique de Cholet au 1/50 000^{ème}

Photos de Jean Chauvet, Pierre GIBAUD et Hendrik VREKEN