

Sortie géologique en Anjou Noir

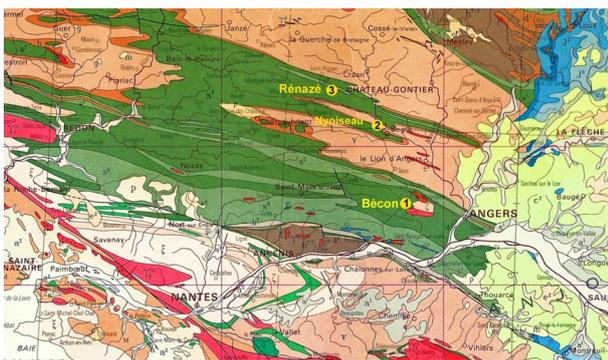
Le granite de Bécon-les-Granits - Le minerai de fer du Segréen - L'ardoise de Renazé

Sous la direction de Daniel Pouit

Dimanche 13 avril 2014



NB - A l'exception du granite de Bécon qui s'est mis en place au Carbonifère terminal (Paléozoïque supérieur, il y a environ 300 Ma), les affleurements de Segré (mines de fer) et de Renazé (ardoises) ont été datés respectivement de l'Ordovicien inférieur et de l'Ordovicien supérieur (Paléozoïque inférieur).



Localisation des 3 sites visités sur un extrait de la carte géologique au 1/1 000 000^{ème}

I. Aperçu de l'histoire géologique de l'Anjou Noir avant la formation du minerai de fer du Segréen

Période cadomienne

A la fin du Briovérien, après l'érosion des cordillères domnonéenne au Nord et ligérienne au Sud, formées au

cours de l'orogénèse cadomienne (encore appelée pan-africaine), le Massif armoricain se présente comme une plateforme continentale arasée et en grande partie émergée en bordure Nord du craton Ouest-africain. Dans le détail, les reliefs restent cependant encore élevés à l'Ouest et cette plateforme armoricaine pentée vers l'Est est ondulée (succession de synclinaux et d'anticlinaux disposés parallèlement les uns aux autres et de direction générale Est-Ouest).

Cambrien

Au début du Cambrien, la plateforme armoricaine est transgressée par une mer venant de l'Est. Cette mer envahit d'abord les gouttières synclinales, points bas de la topographie.

Mais ce qui caractérise avant tout cette période cambrienne est la grande instabilité de la plateforme armoricaine. Cette instabilité est attestée par :

a) un volcanisme important

- volcanisme effusif acide (rhyolites et ignimbrites) du Graben du Maine qui s'est manifesté pendant toute la durée du Cambrien,
- schistes et arkoses de Bains-sur-Oust (?),
- Complexe volcano-plutonique bi-modal du Synclinal de Cholet-Thouars avec les « Rhyolites du Choletais » du Cambrien moyen et le « microgranite de Thouars » daté de -519 ± 10 Ma.

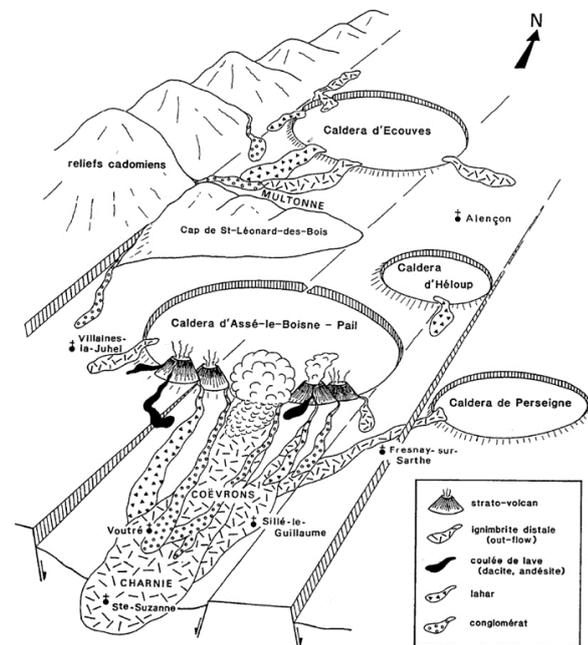
- volcanisme rhyolitique et ignimbritique de la Châtaigneraie dans le Synclinorium de Chantonay et daté du Cambrien supérieur.

b) des variations latérales d'épaisseur traduisant une subsidence différentielle importante.

Cette instabilité a pour cause une tectonique distensive Nord-Sud qui entraîne la formation de failles normales Est-Ouest et la mise en place de blocs basculés, certains blocs s'affaissant en grabens et d'autres se surélevant en horsts. L'amincissement de la croûte continentale qui résulte de cette distension permet parallèlement la fusion partielle du manteau lithosphérique et l'apparition du volcanisme, rhyolitique ou bi-modal selon les cas.

Cette phase distensive est vraisemblablement liée à une phase de rifting associée à l'ouverture de l'océan Rhéique entre Avalonia et Gondwana : la micro-plaque Avalonia se détache de Gondwana.

A la fin du Cambrien, la plateforme armoricaine est donc un ensemble de « lanières de terres émergées » orientées Est-Ouest séparées par d'étroits bras de mer, peu profonds et parsemés d'îlots. Les premières sont la proie de l'érosion et les seconds, le réceptacle de cette sédimentation détritique ainsi que des produits du volcanisme qui s'est parfois manifesté comme dans le graben du Maine (voir document ci-dessous de J. Le Gall).

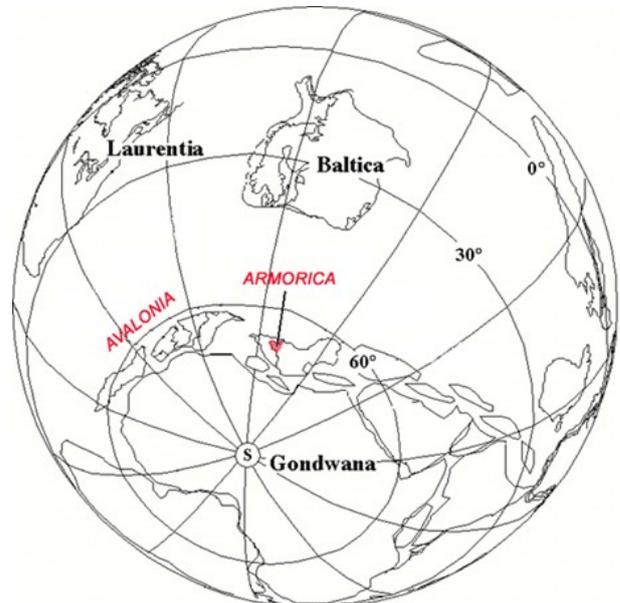


Essai de reconstitution du fossé volcano-tectonique du Maine d'après J. Le Gall (1993)

Une telle paléogéographie, riche en biotopes différents, en niches écologiques, a très certainement favorisé l'explosion et la diversification des espèces marines existantes. Sur les continents, en revanche, la flore et la faune étaient absentes : un véritable désert que peut-être des algues pionnières commençaient à coloniser.

Quel est le climat au Cambrien ?

Les études paléo-magnétiques ont montré que le Massif armoricain était proche du pôle Sud magnétique.



Paléogéographie à la fin du Cambrien

On peut donc penser que le climat était froid. En fait, il n'en est rien comme le prouve la présence de **calcaires récifaux à Archaeocyathidés** (ancêtres des Spongiaires actuels) en Normandie, près de Carteret, et en Espagne.

Le climat était **un climat global sans glaciation (= CSG)** avec des températures moyennes atteignant 8° C aux pôles et caractérisé par un gradient thermique latitudinal faible : écart de 25°C environ entre les pôles et l'équateur.

Les causes de ce climat relativement « chaud »

Le rifting intense qui s'est manifesté au Cambrien a certainement joué un rôle non négligeable. Le volcanisme associé a rejeté dans l'atmosphère du CO₂, du SO₂ ..., gaz à effet de serre responsables du réchauffement de l'atmosphère. Ce réchauffement a ensuite induit une dilatation de l'eau de l'Océan mondial provoquant ainsi la transgression cambrienne. Le développement des mers épicontinentales qui s'en est suivi a dû lui aussi contribuer à un adoucissement du climat.

Sous un tel climat plutôt « chaud » et humide car soumis à des influences maritimes, on peut enfin supposer que sur les terres émergées (les « îles ») se soient développés des sols rouges ferrallitiques.

Ordovicien inférieur (Trémadocien- Floien)

Après une légère régression à la fin du Cambrien, la mer transgresse de nouveau le Massif armoricain dès le début de l'Ordovicien.

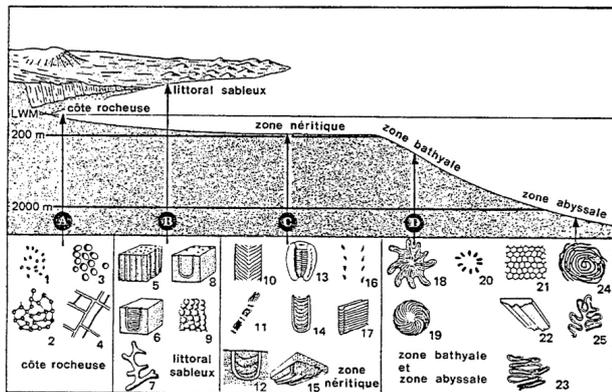
Après les « Séries Rouges Initiales » du Trémadocien, se dépose la **Formation du « Grès Armoricaïn »**.

Celle-ci présente une épaisseur très variable de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres, pouvant même atteindre 800 mètres environ dans la partie Sud de la presqu'île de Crozon. Parfois, elle est absente ou extrêmement réduite (quelques points en Normandie, dans le Nord-Est de l'Ille-et-Vilaine et en Mayenne).

Ces variations d'épaisseur sont la traduction d'une distension tectonique Nord-Sud toujours active.

Les structures sédimentaires observées y sont nombreuses, représentées par des litages obliques, des laminations planes, des surfaces basales érosives, des rides de vagues et de courant unidirectionnel.

La Formation du « Grès Armoricaïn » offre de plus une grande diversité de traces fossiles ou ichnofaciès, soit verticales telles que *Skolithos*, *Teichichnus*, *Daedalus*, *Arenicolites*, *Monocraterion*, *Diplocraterion* (traces d'habitation), soit horizontales telles que *Rusophycus* ou *Cruziana* (traces de reptation).



Localisation des ichnofaciès les plus courants d'après Durand (1985)

Trypanites-faciès :

1- Perforations de *Polydora* (Annélide Polychète) 2- *Entobia*, perforations d'Eponges 3- Perforations d'Echinodermes 4- Perforations d'Algues

Skolithos-faciès :

5- *Skolithos* 6- *Diplocraterion* 7- *Thalassinoides* 8- *Arenicolites* 9- *Ophiomorpha*

Cruziana-faciès :

10- *Cruziana* 11- *Dimorphichnus* 12- *Corophioides* 13- *Rusophycus* 14- *Rhizocorallium* 15- *Phycodes* 16- *Diplichnites* 17- *Teichichnus*

Zoophycos-faciès et Nereites-faciès :

18- *Zoophycos* 19- *Spirophyton* 20- *Lorenzina* 21- *Pa-leodictyon* 22- *Taphrelminthopsis* 23- *Helminthoida* 24- *Spirorhapha* 25- *Cosmorhapha*

En revanche, la faune fossile proprement dite est peu abondante, avec seulement quelques niveaux riches en Lingules, des niveaux à Brachiopodes de type «*Dinobolus*» et dans la partie tout-à-fait supérieure, de rares Bivalves (*Actinodonta*, *Lyrodesma*, *Ctenodonta*...) et Trilobites (dont *Ogyginus armoricanus*).



Piste de reptation bilobée de *Cruziana*

Toutes ces données sédimentologiques et paléobiologiques témoignent d'environnements soumis à l'action des marées, des vagues de beau temps et des vagues de tempêtes, et par conséquent peu profonds (profondeur inférieure à 100 m).

Des niveaux argileux du sommet de la Formation du « Grès Armoricaïn » ont livré des microfossiles du groupe des Chitinozoaires caractéristiques de la biozone à *Eremochitina brevis* précisant l'âge Arénigien (ou Floien) de cette Formation.

NB - Cette biozone est la seule à avoir été reconnue dans la totalité de la Formation du « Grès Armoricaïn ». Son extension dans le temps a été très brève : elle n'a duré que 4 Ma d'où sa grande valeur biostratigraphique. Autre intérêt : elle a permis d'estimer localement des taux de sédimentation parfois très élevés.

Mais le point le plus important à noter est le magmatisme très actif qui a pris place, à la limite Trémadocien-Floien, dans tout le domaine Sud-armoricain, avec la mise en place des granites de Lanvaux II (-474 ± 8 Ma) et de l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place (-477 ± 18 Ma), des granites calco-alcalins de la Piche-rais et de Saint-Mars-du-Désert dans le Complexe de Champtoceaux (-485 ± 11 Ma -U/Pb sur zircons) et en Vendée, des Porphyroïdes de la Sauzaie (-477 ± 7 Ma par la méthode U/Pb sur zircon) et de Mareuil (478 ± 14 Ma par la méthode U/Pb - laser ICPMS-MC).

C'est une preuve supplémentaire de la poursuite de la distension qui va amener à l'ouverture d'un nouvel océan : l'Océan Centralien entre Armorica et Gondwana, et qui ne sera effective qu'à la fin de l'Ordovicien. La diversité des magmas produits serait la traduction de la diversité des sources : manteau lithosphérique et croûte continentale cadomienne.

C'est dans ce contexte que se sont mis en place les minerais de fer du Segréen datés de l'Ordovicien inférieur.

II. Le minerai de fer du Segréen

On trouve dans les synclinaux du Massif Armoricain un nombre variable de bancs de minerai de fer de puissance diverse mais toujours limitée (décimétrique à métrique). C'est ce minerai qui a fait l'objet d'exploitation durant la période contemporaine (May-sur-Orne, La Ferrière-aux-Étangs, Halouze, Segré).

Il s'agit d'un dépôt sédimentaire formé en milieu marin durant l'Ordovicien inférieur (Trémadocien entre -485 et -477 Ma) et appartenant à la Formation du « Grès Armoricain ».

A. Caractéristiques générales de la Formation du « Grès Armoricain »

Le caractère original de la Formation du « Grès Armoricain » réside dans :

- sa grande extension et le volume important des dépôts dont la provenance reste hypothétique : démantèlement d'une cordillère septentrionale, ou distribution par auto-remaniement sur la plateforme immergée peu profonde d'un stock sableux disponible,
- ses sédiments « supermatures » et son caractère globalement transgressif,
- et ses dépôts épisodiques de minerai de fer.

B. La Formation du « Grès Armoricain » dans l'Unité de Segré

Cette formation est divisée localement en trois membres bien individualisés :

- le membre gréseux inférieur ou « Grès armoricain inférieur »,
- le membre silto-gréseux intermédiaire ou « Schistes intermédiaires »,
- le membre gréseux supérieur ou « Grès armoricain supérieur ».

C'est dans le membre gréseux inférieur que sont localisés les dépôts de minerai de fer.

C. Caractéristiques du membre gréseux inférieur à minerais de fer

1. Caractéristiques sédimentologiques

L'essentiel de ce membre est constitué de quartzite pur à grains engrenés et de grès quartzites à ciment séricito-chloriteux en quantité variable et à muscovite détritique, parfois de niveaux psammitiques lorsque la muscovite est abondante.

Les mesures des litages obliques et des rides indiquent pour l'Unité de Segré un sens de transport du Sud vers le Nord donc une source sédimentaire méridionale.



Echantillon de minerai de fer (fourni par Daniel Pouit)

2. Paragenèses minérales

Au total, quatre couches interstratifiées de minerais de fer ont été reconnues dans ce membre inférieur du Grès armoricain, désignées par les lettres A, B, C et D, A étant la plus récente.

Seules les deux couches supérieures A et B, qui présentaient un intérêt économique, sont bien connues. La puissance de la couche A varie de 1,3 à 4,2 mètres (moyenne 2,5 m environ) et tend à diminuer vers l'Est, parallèlement à l'appauvrissement de la teneur globale en quartz dans la même direction.

La couche B, d'une puissance moyenne de 5,9 m, est en réalité subdivisée en trois couches inégales totalisant une épaisseur moyenne minéralisée d'environ 1,9 m.

Du point de vue pétrographique, les types les plus fréquents sont des lutites et des arénites ferrifères pouvant contenir à certains niveaux des pseudo-oolithes, les oolithes véritables étant très rares.

Les paragenèses les plus courantes en profondeur réunissent le quartz, la magnétite Fe_3O_4 , la sidérite $FeCO_3$ et des silicates ferrifères : la bavalite qui est une variété de chamosite (famille de la chlorite) de formule idéale $(Fe,Mg,Al)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$ et le stilpnomélane qui est une biotite verte riche en fer.

Les paragenèses à hématite ou à pyrite sont rares. Des minéraux phosphatés (lazulite, wolféite) et de la chlorite incolore sont parfois présents.

Mais, à l'affleurement, l'altération de surface a entraîné une oxydation complète de ces minéraux et on ne trouve plus que de la limonite.

3. Formation du minerai de fer - Hypothèses

NB - Si l'origine du minerai de fer est connue dans ses grandes lignes, les mécanismes physico-chimiques et biologiques de détail impliqués dans sa formation font encore l'objet de débats.

Le fer aurait une origine continentale pédogénétique.

Sur les terres émergées de la fin du Cambrien et sous climat « chaud » et humide, l'altération des roches a conduit à la concentration du fer dans des formations résiduelles de type sols ferrallitiques, carapaces ferrugineuses...

Ces sols auraient été ensuite érodés. Les produits issus du lessivage, dont le fer sous forme d'ions Fe^{2+} solubles - $Fe(OH)_2$, $FeCO_3$... - ou d'ions Fe^{3+} insolubles mais liés à des argiles, seraient ainsi parvenus en domaine marin peu profond (domaine de plateformes littorales).

Dans les milieux calmes, sans courants et fonctionnant comme de véritables zones d'appel de la sédimentation, les grains de sable les plus fins et les complexes colloïdaux argiles - fer se sont déposés. L'argile mêlée à de la matière organique apportée essentiellement par les algues (absence de végétation sur les continents) était alors ingérée par les animaux fousseurs limivores qui y vivaient (voir ichnofaciès) puis rejeté sous la forme de pelotes fécales, plus ou moins ovoïdes, sphériques.

De par leur forme et leur taille, parfois de l'ordre de 3 cm, les pelotes fécales ressemblent énormément aux pseudo-oolithes d'où l'hypothèse que ce sont elles qui sont à l'origine des pseudo-oolithes ferrugineuses.

Reste alors à expliquer leur « imprégnation » en fer.

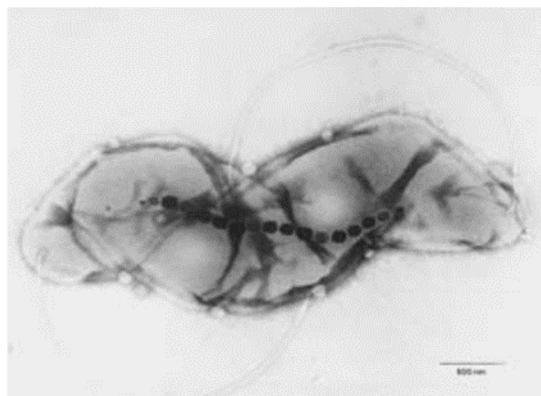
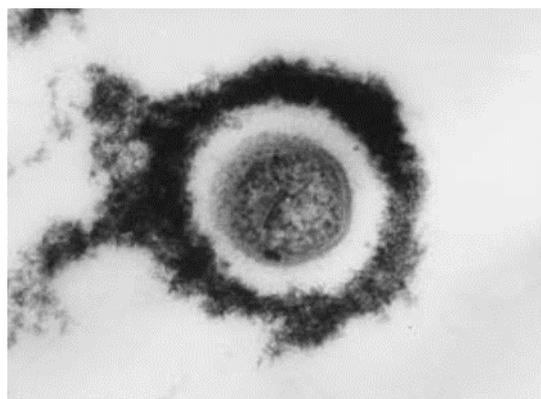
Ces pelotes, encore pourvues d'un peu de matière organique non assimilée mais surtout riches en minéraux argileux (**kaolinite, smectite, chlorite...**), ont pu ensuite être colonisées en surface par des **voiles de Bactéries ferrugineuses**. Celles-ci, en transformant le fer ferreux de l'eau de mer en fer ferrique (réaction d'oxydation exergonique, source d'énergie pour elles) auraient ainsi accumulé des hydroxydes ferriques dans leur manchon muqueux ; une couche, une « lamine » de fer vient de se former.

Puis, tout comme les Cyanobactéries construisant des Stromatolithes, une nouvelle couche de Bactéries a pu s'installer sur la couche de fer précipité. Le phénomène se reproduisant, on peut de cette façon expliquer la structure concentrique des pseudo-oolithes ferrugineuses.

Les pelotes fécales se seraient donc transformées progressivement en pseudo-oolithes ferrugineuses ; le fer y a été concentré.

Ultérieurement, les vases à pelotes (ou pellets) ont pu être remaniées par les courants littoraux, donnant des stratifications obliques, ce qui a pu faire croire à leur formation en milieu agité.

Puis, au cours de la diagenèse (enfouissement), **les minéraux argileux des pelotes (kaolinite, smectite, chlorite...) se seraient transformés en chamosite** avec une composition presque identique mais avec du fer ferreux, le milieu devenant réducteur.



Microphotographies de Bactéries actuelles

en haut : accumulation d'hydroxyde ferrique amorphe dans la paroi d'une Bactérie ferrugineuse
en bas : alignement de cristaux de magnétite selon le grand axe d'une autre Bactérie

d'après Laurence Robb

III. Histoire géologique de l'Anjou Noir entre le dépôt des minerais de fer du Segréen et la formation des schistes ardoisiers de Renazé

Ordovicien moyen (Dapingien- Darrivillien)

A partir du Dapingien, la transgression est générale. Les faciès sont plus profonds, la subsidence s'accuse. La paléogéographie de la plateforme armoricaine est devenue moins diversifiée ; les Trilobites dominant.

Des dépôts fins essentiellement argileux, de couleur sombre, se mettent en place jusqu'au Sandbien sur l'ensemble du Massif armoricain, constituant les « Schistes à Calymènes » des travaux anciens (Formations de Postolonnec, d'Andouillé, du Pissot, de Traveusot, ou des Schistes d'Angers selon les régions).

Ce sont les célèbres schistes ardoisiers d'Angers.

Leur puissance varie de 150 m à 400 m environ. Parfois, ces formations silto-argileuses admettent quelques niveaux à nodules siliceux, phosphatés ou carbonatés, des lits coquilliers ou des intercalations gréseuses.

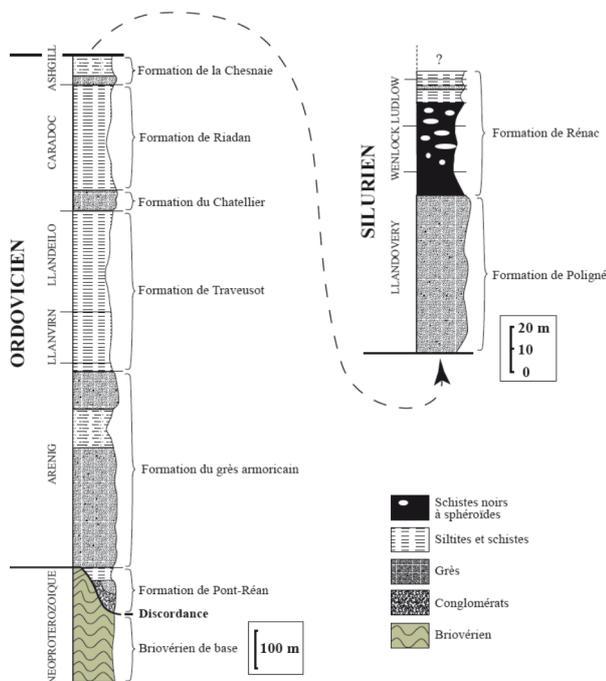
Ordovicien supérieur

Après un bref épisode de dépôts gréseux verdâtres et riches en chlorite (**Formation du Chatellier**) en relation avec la surrection de « reliefs » un peu plus au Nord, la sédimentation redevient plus fine : se dépose la **Formation de Riadan** ou « à Trinucléus » d'âge Ordovicien supérieur.

IV. Les schistes ardoisiers de Renazé

Renazé est située sur le flanc Sud du Synclinorium de Martigné-Ferchaud.

Les schistes ardoisiers de Renazé appartiennent à la Formation de Riadan datée du Caradocien (Ordovicien supérieur). Ils reposent au Sud sur la Formation du Chatellier et sont recouverts au Nord par les schistes du Silurien constituant le cœur du Synclinorium de Martigné-Ferchaud.



Succession lithostratigraphique dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud (Synclinaux du Sud de Rennes) d'après C. Cartier (2002)

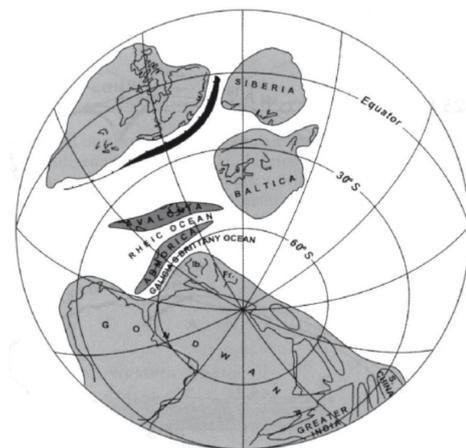
L'épaisseur de la Formation de Riadan est estimée à 300 m environ. Les schistes affleurent selon une bande de direction armoricaine N115, large de 700 m et plongeant vers le Nord de 80° c'est-à-dire quasiment à la verticale.

C'est la formation de la chaîne hercynienne au Carbonifère qui est responsable du plissement de toutes les formations paléozoïques de Bretagne Centrale.

NB - Seuls les niveaux présentant un débit suffisamment fin ont été l'objet d'une exploitation pour l'ardoise.

V. Histoire géologique de l'Anjou Noir entre le dépôt des schistes ardoisiers de Renazé et la mise en place du granite de Bécon

A la fin de l'Ordovicien, la microplaque Armorica est séparée de Gondwana par l'Océan Centralien. Elle migre vers Laurentia en suivant Avalonia qui s'était détachée un peu plus tôt de Gondwana.



Situation au milieu de l'Ordovicien d'après C. Cartier

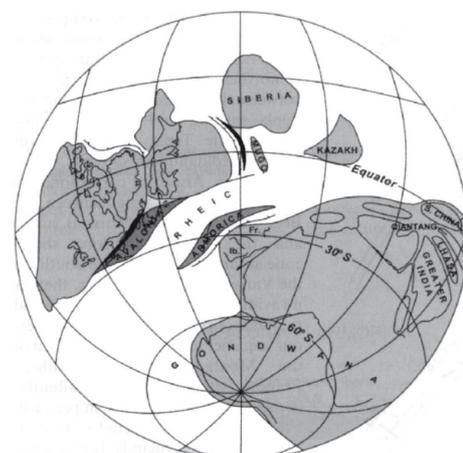
A la fin du Silurien peut-être, l'Océan Centralien se ferme comme l'indique la formation du rift du Layon à valeur de bassin arrière-arc.

Pourquoi cette fermeture de l'Océan Centralien ?

Elle est la conséquence d'une « course-poursuite » entre Avalonia, Armorica et Gondwana.

Avalonia entre en collision avec Laurentia, l'Océan Iapetus se ferme.

Mais Armorica continue à se rapprocher d'Avalonia ; l'Océan Rhéique cesse de s'élargir puis commence à se fermer. Quant à l'Océan Centralien, il poursuit son expansion jusqu'à ce qu'Armorica heurte à son tour Avalonia.



Situation au milieu du Silurien



Bloc d'ardoise sur son wagonnet ou « berline »



Le rondissage



**Machine à repartonner
« Quernage » du bloc d'ardoise en « repartons »**



Etabli « moderne » de fendage et de rondissage



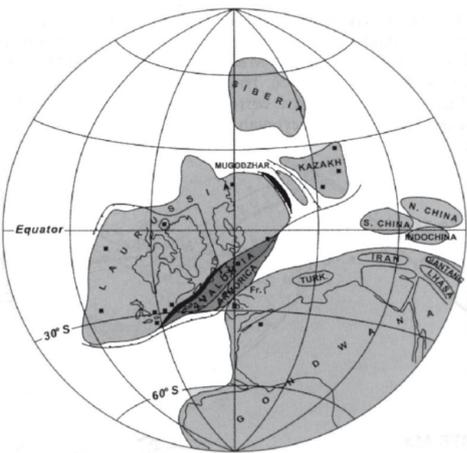
Piles d'ardoises



**La fente ou fendage
Le « reparton » est divisé en une vingtaine de « fendis »**



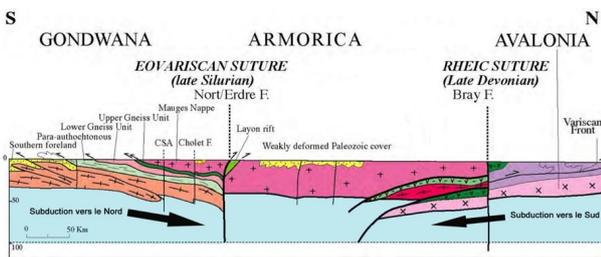
Ardoises avec fossiles



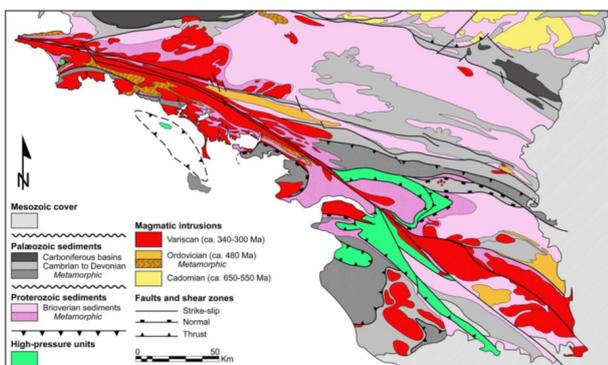
Situation au milieu du Dévonien

L'Océan Centralien situé entre Armorica et Gondwana se ferme alors par subduction vers le Nord sous Armorica, et Gondwana finalement entre en collision avec Armorica dès le Dévonien moyen pour engendrer la chaîne hercynienne au Carbonifère.

Armorica se trouve en quelque sorte écrasée, comprimée entre Avalonia et Gondwana.



Au Carbonifère, des reliefs vont se créer par chevauchements d'unités ; de grands cisaillements ductiles dextres vont se produire accompagnés de la mise en place de granites syn-tectoniques en forme de cornue bien caractéristique le long de la ZBNA et surtout des branches Nord et Sud de la ZBSA, puis de granites tardi-tectoniques dans des bassins en pull-apart.



d'après R. Tartèse

C'est dans ce contexte que s'est mis en place le granite de Bécon.

VI. Le granite de Bécon-les-Granits

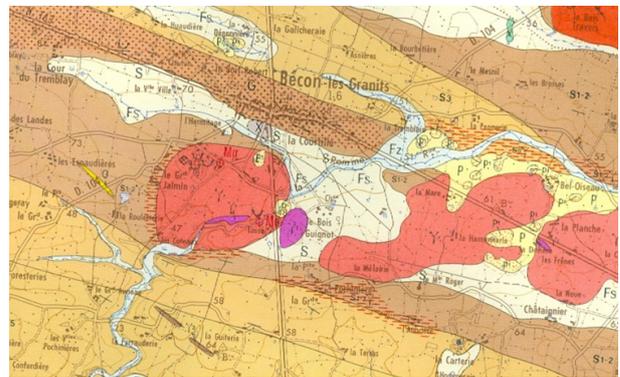
Situation

Les contours du massif granitique de Bécon n'ont pu être que partiellement précisés en raison de l'importance des recouvrements pliocènes et quaternaires.

Ces derniers divisent la zone granitique en deux secteurs :

- le secteur occidental, relativement limité, est situé au Sud de Bécon-les-Granits : c'est là que se trouvent les grandes carrières auxquelles cette localité doit son nom.
- l'autre secteur, oriental, se prolonge vers l'Est jusqu'au NE de Saint-Lambert (feuille d'Angers) : la roche y est en général assez altérée.

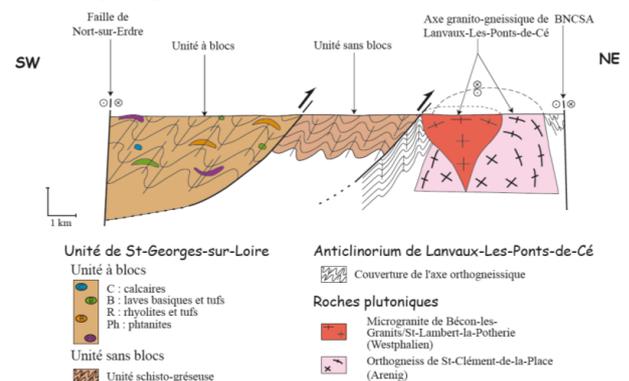
Considéré dans son ensemble, le massif granitique s'étend donc, d'Ouest en Est, sur une douzaine de kilomètres.



Extrait de la carte géologique de Chalonnais au 1/50 000^{ème}

Datation

Le granite de Bécon recoupe à l'emporte-pièce le « Complexe des Schistes et Arkoses de Bains » dont le sommet serait Ordovicien tout-à-fait inférieur (Trémadocien-Arénigien) en le métamorphisant partiellement : il est donc post-Arénigien. D'autre part, il est recouvert par des sables rouges du Pliocène : il est en même temps anté-Pliocène. En fait, il s'est mis en place au Carbonifère terminal : au Westphalien, il y a environ 305 Ma et n'a pas été affecté par les déformations hercyniennes puisque sa structure est non orientée.



Unité de St-Georges-sur-Loire

Unité à blocs

- C : calcaires
- B : laves basiques et tufs
- R : rhyolites et tufs
- Ph : phanites

Unité sans blocs

- Unité schisto-gréseuse

Anticlinorium de Lanvaux-Les-Ponts-de-Cé

Couverture de l'axe orthogneissique

Roches plutoniques

- Microgranite de Bécon-les-Granits/St-Lambert-la-Potherie (Westphalien)
- Orthogneiss de St-Clément-de-la-Place (Arenig)

d'après C. Cartier

Description

Activement exploité dans les profondes carrières du S-O de Bécon, le granite fournit une pierre de taille recherchée pour sa valeur ornementale.



Carrière Gillard : aspect actuel

D'un gris bleuté, non orienté, à grain fin, il contient du feldspath potassique, des plagioclases zonés (13-27 % d'anorthite), du quartz et de la biotite, avec muscovite et apatite accessoires.

L'analyse chimique révèle une faible teneur en sodium (SiO_2 : 69,60 %; K_2O : 5,50 %; Na_2O : 0,95 %). C'est une **granodiorite**.



Granite de Bécon

Dans ces carrières, le granite est parcouru localement par des filons aplitiques à muscovite (SiO_2 : 78,90 %; K_2O : 4,80 %; Na_2O : 1,45 %). Des veines de quartz recoupent le granite comme les aplites.



Filon de quartz laiteux dans un bloc de granite (carrière « Roche bleue »)

Gîtes métallifères associés

A Bécon-les-Granits, la *cassitérite* et la *stannine* (SnO_2) ont été observées dans les filonnets de quartz N-S traversant le granite de la carrière de « Roche Bleue ». Ces minéraux sont associés à la *molybdénite* (MoS_2), au *mispickel* (FeAsS), à la *pyrite* (FeS_2) et la *blende* (Zn,FeS), à la *chalcopyrite* (CuFeS_2) et la *pyrrhotite* (Fe_{1-x}S , avec $0 < x < 0,20$).

La minéralisation en molybdénite est particulièrement nette dans les carrières de Bécon. Le minerai est lié à des filons de quartz encaissés soit dans des veines d'aplite, soit dans le granite lui-même.



Cristaux de molybdénite dans un échantillon de granite de Bécon récolté par Daniel Pouit

La molybdénite présente un éclat gras métallique avec une couleur gris de plomb bleuté.

En section polie, la molybdénite se présente en lamelles aux extrémités divergentes ; la chalcopyrite a moulé ce minéral et s'est développée dans les fissures. Le contact molybdénite-chalcopyrite peut être souligné par un liseré de *covellite* (CuS). Les plages de chalcopyrite montrent des « étoiles de blende ».

Cette association de sulfures de Fe, de Cu et de Zn, localisée le long de diaclases ici d'orientation N-S, est caractéristique d'une origine hydrothermale.

Origine de ces minéralisations en métaux

Les zones de cisaillements sont toujours favorables, du fait des déformations, à la circulation des fluides.

Ces fluides peuvent avoir deux origines :

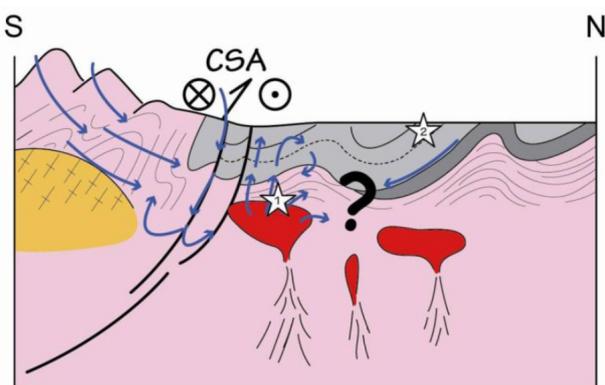
- Certains proviendraient des granites syn-tectoniques issus de la fusion en profondeur de métasédiments. Ces granites per-alumineux sont en effet riches en fluides (eau, CO₂...). Lorsque la quantité de magma diminue ensuite par cristallisation lors de sa remontée, les fluides dissous sont expulsés.

- ① sur la figure suivante

- D'autres s'infiltreraient depuis la surface. Après lessivage des formations traversées, ils transporteraient des éléments métalliques dissous qui ensuite précipiteraient en cas de changement de conditions locales (T°, P, Eh).

- ② sur la figure suivante

NB - Rien n'exclut comme l'indique le point d'interrogation un mélange des deux sortes de fluides !



d'après R. Tartèse

Cette minéralisation est, dans l'ensemble, de faible importance. La puissance des filons n'excède jamais 15 cm et n'est le plus souvent que de 1 à 4 cm. L'épaisseur des placages sur diaclases est millimétrique. Par ailleurs, s'il arrive que les filons quartzeux ne soient distants que de quelques centimètres, les zones de forte densité sont, le plus souvent, séparées par plusieurs mètres de granite sans trace de filon. La distance séparant les diaclases à molybdénite peut, de même, varier considérablement.

Du point de vue économique, les indices observables en carrière sont donc trop pauvres et trop peu développés pour présenter de l'intérêt.

Article de Hendrik Vreken

Photographies de Jean Chauvet, Pierre Gibaud
et Hendrik Vreken

Bibliographie

C. Cartier : « Structure de l'unité de Saint-Georges-sur-Loire et du domaine ligérien (Massif armoricain) - Implications géodynamiques pour la chaîne hercynienne » - Thèse 2002

J. Durand : « Le grès armoricain - Sédimentologie - Traces fossiles - Milieux de dépôt » - Thèse 1985

J. Le Gall : « Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine - Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne » - Thèse 1993

F. Lethiers : « Evolution de la biosphère et événements géologiques » - Editions Gordon and Breach Science Publishers - 1998

R. Tartèse : « Caractérisation et datation des circulations de fluides dans le cisaillement Sud-Armoricain » - Thèse 2011

Cartes géologiques de Chalonnes et de Bain-de-Bretagne au 1/50 000^{ème} - Editions du BRGM

Sites internet consultés

<http://jeanmarkilias.perso.libertysurf.fr/F004.htm>

<http://ardoise.free.fr/histoireindustrie.htm#7>

http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/abpo_0399-0826_1997_num_104_3_3949

http://kursatozcan.com/ders_notlari/Introduction_to_Ore_Forming_Processes.pdf

<http://www4.ac-nancy-metz.fr/base-geol/glossaire.php?idterme=28>

<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-50435-FR.pdf>