Compte rendu de la sortie géologique dans le Synclinorium de Chantonnay

Essai de reconstitution de l'histoire géologique de la Vendée au Paléozoïque

Dimanche 15 mai 2014

Avertissement au lecteur

« Le Domaine Vendéen est une sorte de "giga-brèche tectonique", dont chaque élément a sa propre logique et raconte une histoire. Coller les pièces très éparses du puzzle qui sont à notre disposition s'avère très compliqué, parce que la plupart des éléments ont disparu, et parce qu'il est difficile de savoir la place initiale de ceux préservés.

Par exemple, l'unité de Roc-Cervelle et le métagranite de Mervent sont difficilement corrélables avec le soubassement des formations du Synclinorium de Chantonnay car ils en sont séparés par une faille, celle du Sillon Houiller, qui fait plus de 120 km de long

(en réalité, elle en fait plusieurs centaines, car c'est la même faille qu'on observe à Quimper, reprise tardivement par celle de la Zone broyée Sud-Armoricaine), et qui pourrait coïncider plus ou moins avec l'ancienne zone de suture. De ce fait, les formations situées de part et d'autre de la faille du Sillon Houiller étaient probablement à des centaines de kilomètres de distance au Paléozoïque inférieur et il est hasardeux de les corréler.

Faire des transects des Sables-d'Olonne aux Mauges peut avoir un certain sens, car cela contribue à donner une image de l'allure générale de la chaîne, mais ce ne peut pas être la réalité, laquelle nous échappe forcément.

Pour autant, ne faut-il pas tenter des reconstructions paléogéographiques ? Sans doute, car cela est utile à la réflexion, mais il faut être très lucide quant au résultat. »

Gaston Godard

Introduction - Problématique

1. Observation rapide du Paysage au Bois de la Folie - Pouzauges

Au Bois de la Folie, on se trouve sur un point haut : altitude 276 m.

Depuis le petit belvédère en bois, on domine tout le Synclinorium de Chantonnay qui s'étend depuis Pouzauges jusqu'à la ligne d'horizon, vers le Sud et le Sud-Ouest.

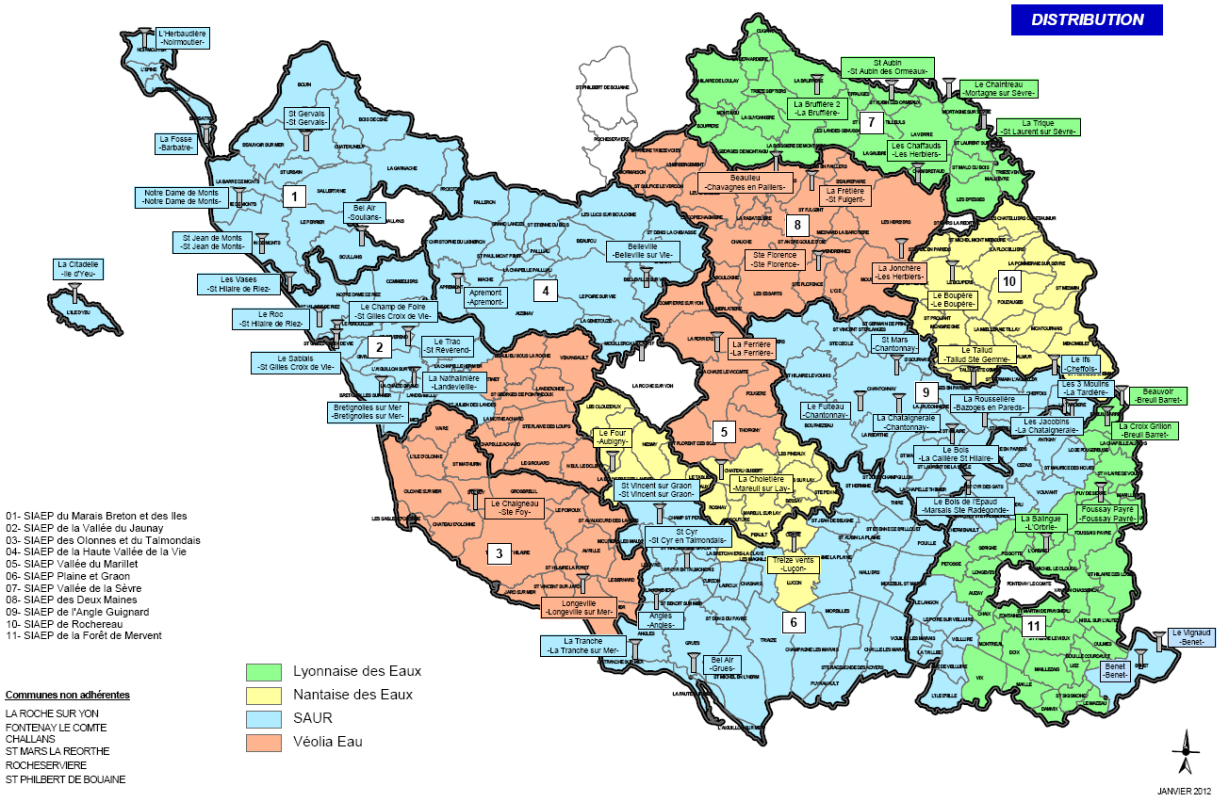
Quelques repères visibles dans le paysage :

- au premier plan et plein Sud, la carrière de métabasaltes de La Meilleraie.

- un peu plus loin, une première ligne de châteaux d'eau installés sur une crête orientée NO-SE : **l'anticlinal de Mouilleron-en-Pareds - La Châtaigneraie** avec d'Ouest en Est, le château d'eau de Saint-Mars (Chantonnay), du Tallud (Tallud-Sainte-Gemme), de La Châtaigneraie et de La Tardière.

- et à l'horizon, un deuxième alignement de châteaux d'eau, parallèle au premier, installés sur **les hauteurs du Horst des Essarts-Mervent** avec d'Ouest en Est, le château d'eau du Fuiteau, celui de La Châtaigneraie-aux-Coteaux, de La Caillère-Saint-Hilaire et de La Rousselière (Bazoges-en-Pareds).

Situation des châteaux d'eau en Vendée



Document Nicolas Douillard
Vendée Eaux

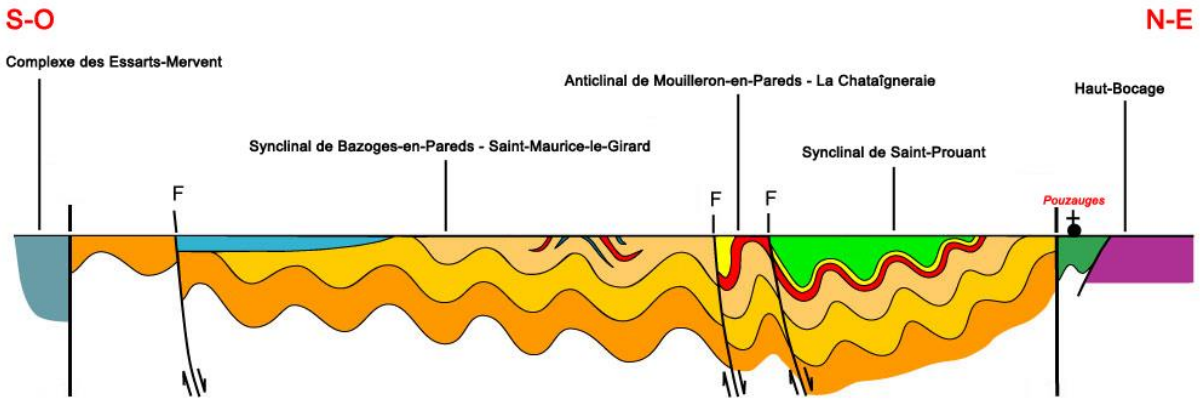
Schématiquement, en première approximation, le Synclinorium de Chantonnay est donc constitué de deux synclinaux séparés par l'anticlinal de Mouilleron-en-Pareds - La Châtaigneraie :

- entre Pouzauges et l'anticlinal de Mouilleron-en-Pareds - La Châtaigneraie, **le synclinal de Saint-Prouant** à cœur de métabasaltes,

- et entre l'anticlinal de Mouilleron-en-Pareds - La Châtaigneraie et le Horst des Essarts-Mervent, **le synclinal de Bazoges-en-Pareds - Saint-Maurice-le-Girard** (voir coupe simplifiée ci-dessous).

Et c'est la définition même d'un « synclinorium ».

Définition de « synclinorium » : vaste pli synclinal (de dimension de l'ordre de la dizaine ou de la centaine de km) affecté de plis (anticlinaux et synclinaux) parallèles à plus faible rayon de courbure.



Document André Pouclet (modifié)

Attention !

S'il est vrai qu'ici, les synclinaux de Saint-Prouant et de Bazoges-en-Pareds - Saint-Maurice-le-Girard dessinent deux dépressions dans le paysage, **« synclinal » n'est pas synonyme de « dépression » et « anticlinal » n'est pas synonyme de point haut.**

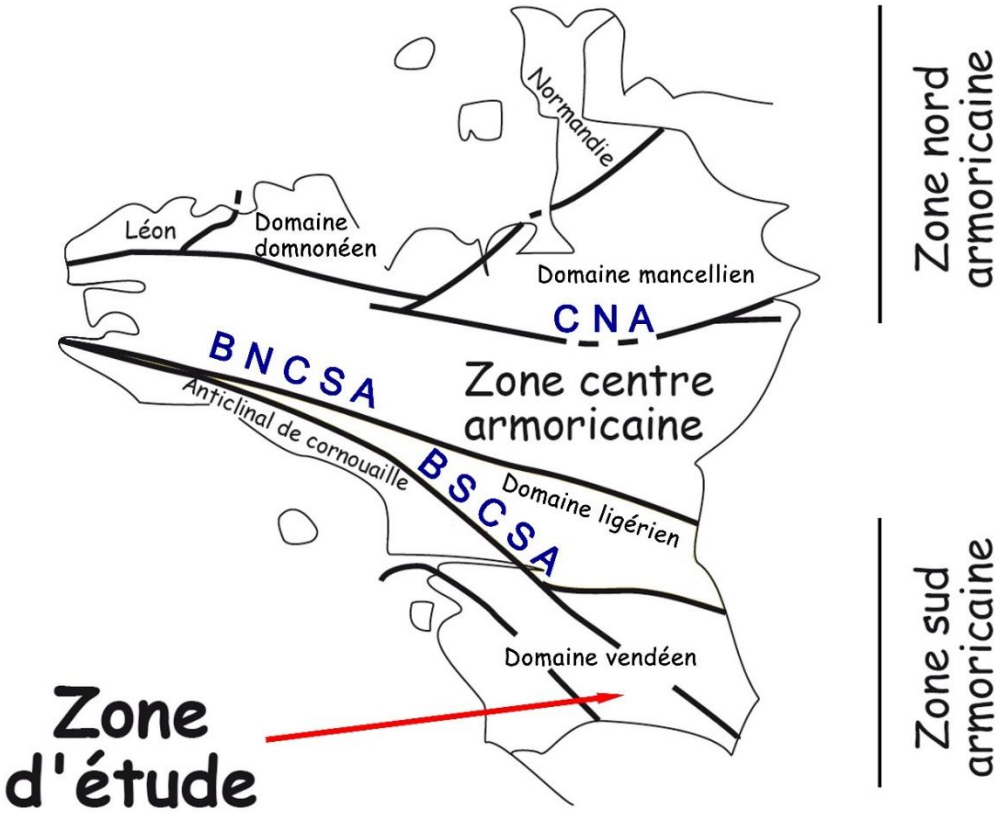
Définition de « synclinal » : pli à courbure concave vers le haut et au cœur duquel on observe les couches les plus récentes.

Définition de « anticlinal » : pli à courbure convexe vers le haut et au cœur duquel on observe les couches les plus anciennes.

Et un synclinal, s'il est « perché », peut être topographiquement un point haut !

Toutes les roches du Synclinorium de Chantonnay (si l'on excepte les terrains transgressifs du Jurassique) sont d'âge Paléozoïque. Elles se sont formées entre - 540 et - 300 Ma et ont été affectées par l'orogenèse hercynienne (ou varisque) qui les a plissées.

2. Situation du Synclinorium de Chantonnay dans le Massif armoricain



Document C. Cartier modifié

Comme le montre le document ci-dessus, le Massif Armoricain comprend 3 grandes zones :

- la zone Nord-Armoricaine,
- la zone Centre-Armoricaine,
- et la zone Sud-Armoricaine,

séparées les unes des autres par de **grands accidents tectoniques ou cisaillements, à jeu dextre.**

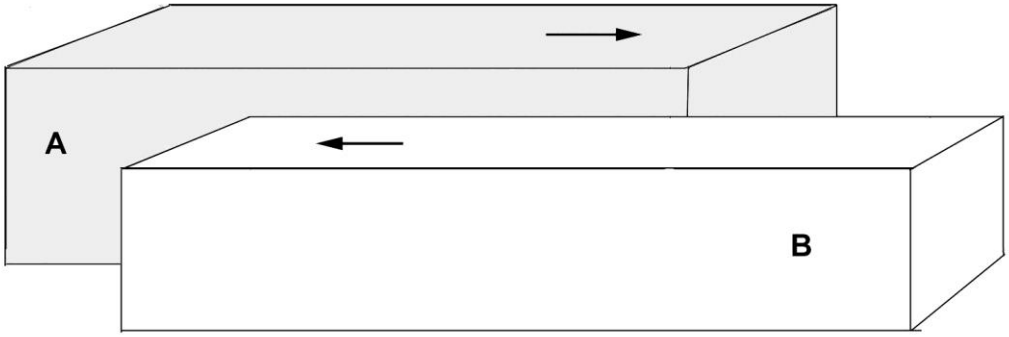
Les deux premières zones sont séparées par le **Cisaillement Nord-Armoricain (CNA),** les deux dernières par le **Cisaillement Sud-Armoricain (CSA)**.

Ce dernier se divise lui-même en deux branches : la **Branche Nord du CSA (BNCSA)** qui longe les Landes de Lanvaux et limite au Nord le Domaine ligérien et la **Branche Sud du CSA (BSCSA)** qui passe à Nantes (Sillon de Bretagne) et là, se divise à son tour en deux grands accidents : la faille de Nord-sur-Erdre qui se poursuit en direction de La Romagne - Cholet - Mauléon - Bressuire et la faille de Pouzauges-Secondigny.

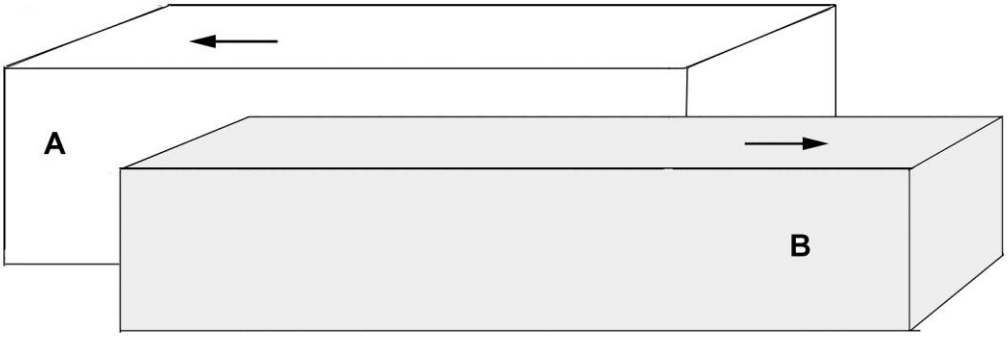
Le Synclinorium de Chantonnay appartient à la zone Sud-Armoricaine et plus précisément au Domaine vendéen.

Qu'entend-on par « accident dextre » ?

Définition de « dextre » : se dit d'un décrochement dont les compartiments, vus de dessus, se sont déplacés vers la droite l'un par rapport à l'autre.



Décrochement dextre



Décrochement senestre

http://robertsix.wordpress.com/

Sur le schéma du haut, un individu placé sur le compartiment B et qui regarde le compartiment A voit celui-ci se déplacer **vers sa droite** (le sens de déplacement de A est indiqué par la flèche).

Si dans le même temps, un individu placé sur A regarde le compartiment B, il voit aussi B se déplacer **vers sa droite**.

Pour chacun des deux observateurs, le déplacement du compartiment d'en face se fait sur leur droite : le décrochement est dextre.

Le raisonnement est le même pour le schéma du bas représentant un décrochement senestre.

Lors de l'orogenèse hercynienne, les grandes zones armoricaines ont été non seulement plissées comme nous l'avons dit pour le Synclinorium de Chantonnay (synclinal, anticlinal) mais aussi ont coulissé les unes par rapport aux autres grâce à ces jeux dextres.

Cela a une implication paléogéographique : cela signifie que des régions aujourd'hui proches géographiquement étaient très éloignées avant l'orogenèse hercynienne donc au Paléozoïque inférieur, certainement de plusieurs centaines de km (300 à 500 km environ, les estimations varient).

L'histoire géologique du Synclinorium de Chantonnay et de tout le Massif armoricain étant paléozoïque, comment se présentait le paysage, quelle était la position des plaques avant le Cambrien ?

3. Situation au Cambrien (Début du Paléozoïque : -540 Ma)

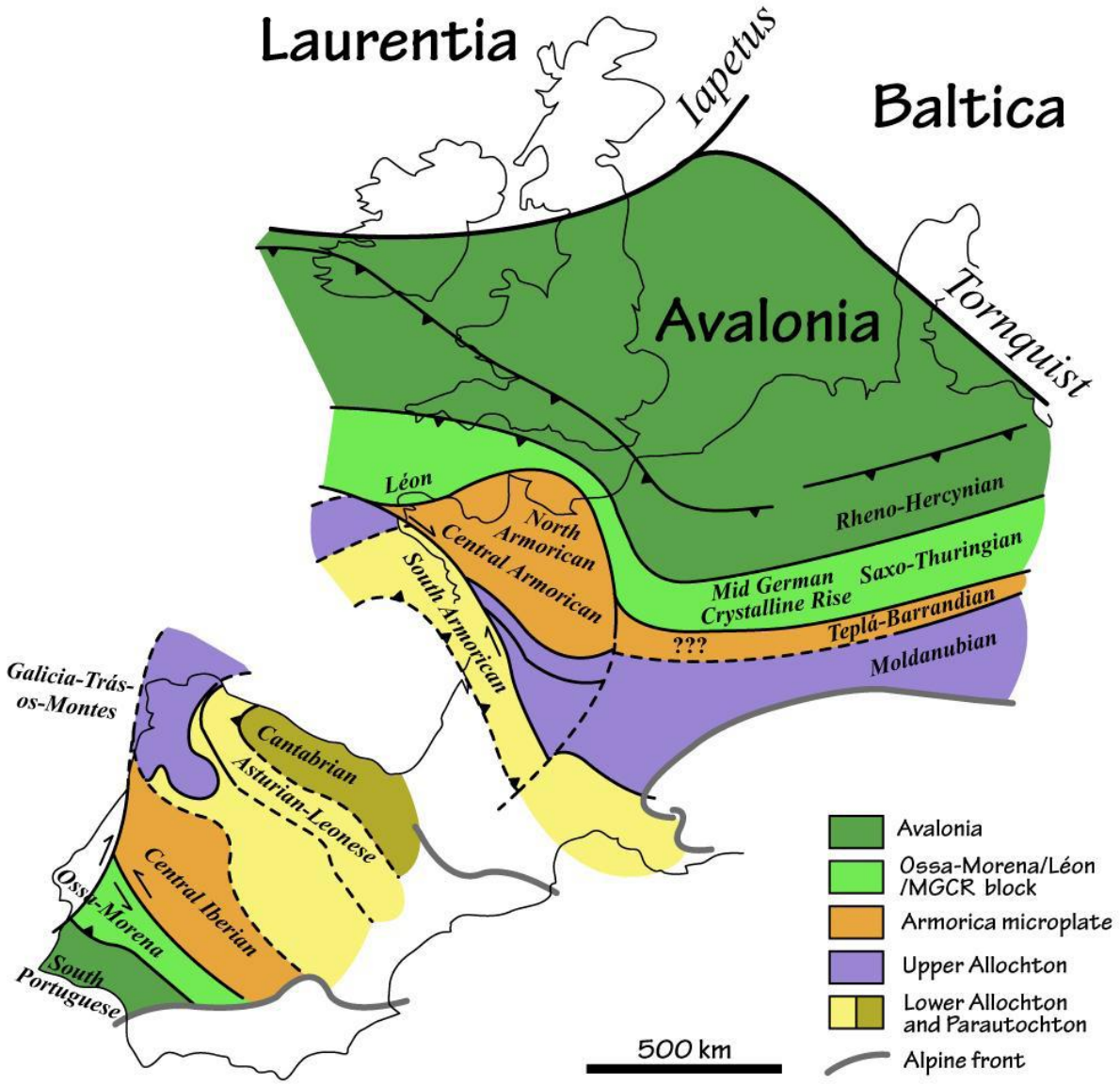
a- Reconstitution rapide du mécanisme de l'orogenèse hercynienne

Le Golfe de Gascogne (ou de Biscaye) que nous connaissons aujourd'hui s'est formé postérieurement à l'orogenèse hercynienne.

Sa formation a débuté au Jurassique inférieur par étirement de la croûte continentale entre le Massif armoricain et l'Ibérie ; puis cette croûte a fini par se déchirer ; l'accrétion océanique a pris le relais de la distension continentale vers l'Albien supérieur ; et au Campanien, il y a environ -75 Ma, l'Ibérie était éloignée de 200 km environ du Massif Armoricain (anomalie 33) et à 100 km au Sud de sa position actuelle. Le pré-Golfe de Gascogne est né !

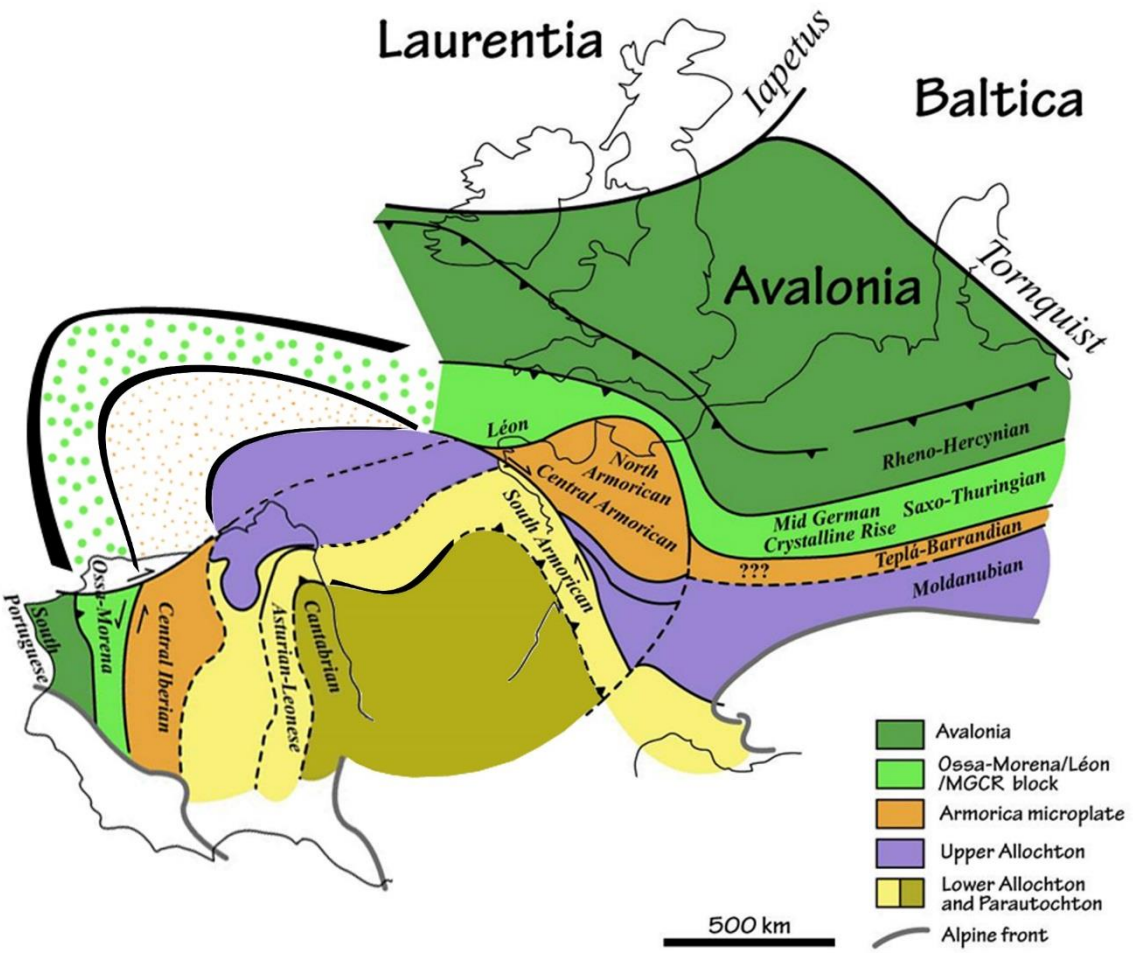
Avant la formation du Golfe de Gascogne, l'Ibérie était soudée au Massif armoricain et comme lui, a subi elle aussi l'orogenèse hercynienne.

On a en effet mis en évidence en Espagne et au Portugal de grands domaines hérités de cette orogenèse hercynienne : le Domaine Centro-Ibérique, le Domaine de Galice-Trás-es-Montes et le Domaine Asturien-Léonien qui ont enregistré les mêmes événements géologiques que les Domaines Nord, Centre et Sud-Armoricains déjà mentionnés à la seule différence près, mais de taille !, que dans la péninsule ibérique, ces domaines sont séparés les uns des autres par de grands cisaillements cette fois-ci senestres (voir carte ci-dessous).



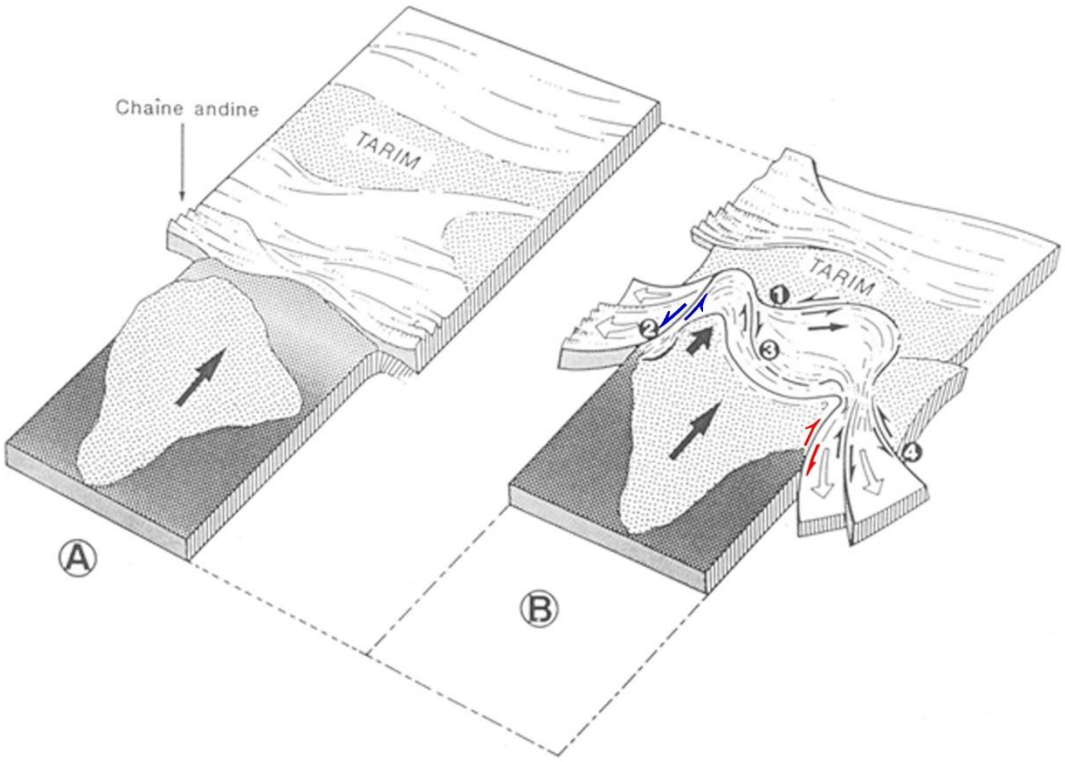
Document C. Cartier

Si l'on ferme maintenant le Golfe de Gascogne, ce qui revient à remettre l'Ibérie dans la position qu'elle occupait à la fin de l'orogenèse hercynienne, il y a - 300 Ma, on constate alors que la chaîne hercynienne dessinait un arc équivalent de l'arc alpin ou de l'arc himalayen formés à l'Ère Tertiaire (voir carte ci-après).



Document C. Cartier modifié

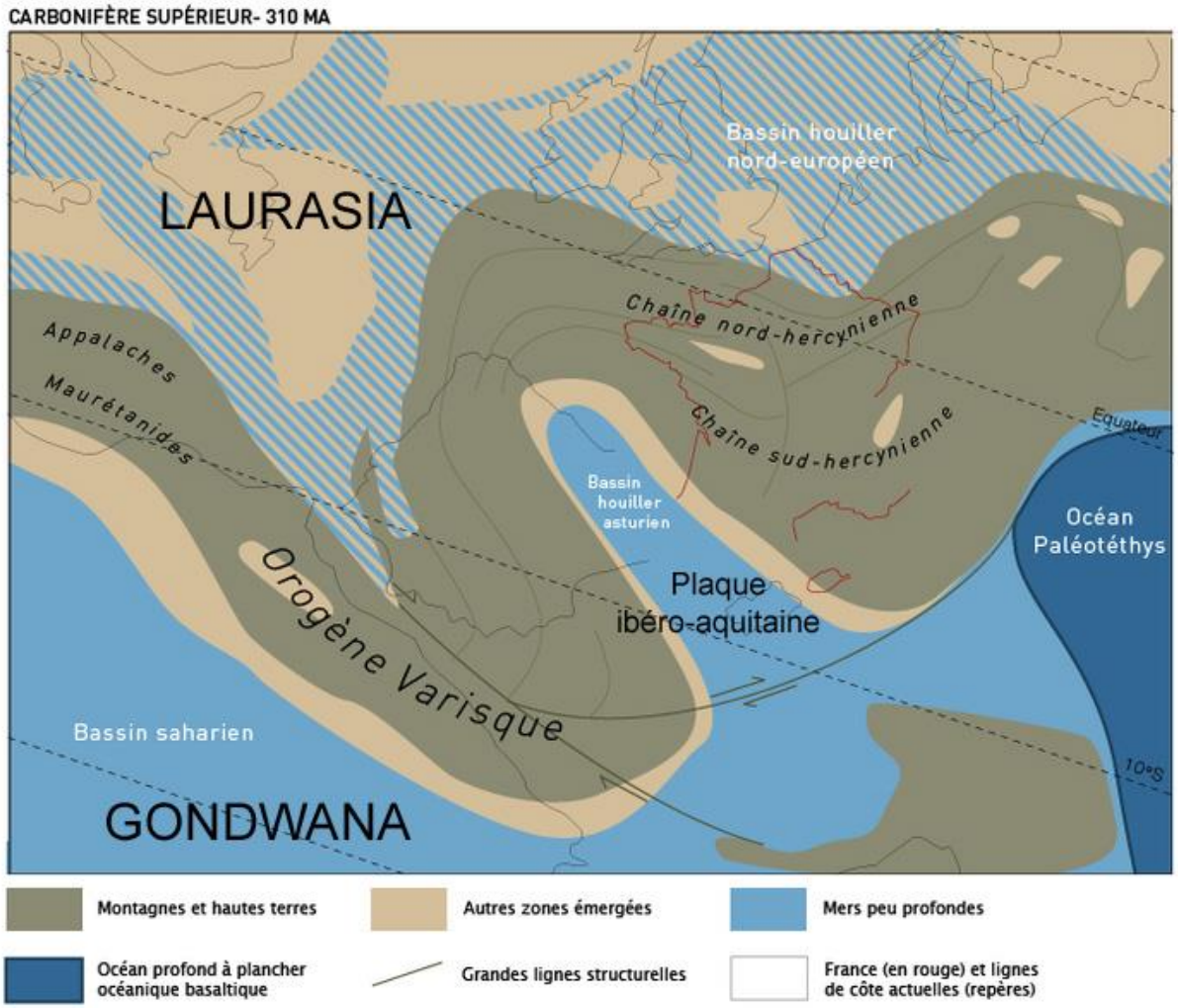
Cette forme caractéristique en arc de la chaîne alpine ou de la chaîne himalayenne est aujourd'hui bien comprise : elle est due à un enfoncement en coin, à un poinçonnement de la plaque Apulienne ou de la plaque Indienne dans la plaque Eurasienne avec, parallèlement, fermeture d'un domaine océanique plus ou moins important : de l'Océan Ligure dans le cas de la formation des Alpes et d'une portion de la Téthys dans le cas de l'Himalaya (voir schéma ci-dessous).



Remarquons sur la figure (B) près de ❹ des cisaillements dextres (flèches rouges) identiques à ceux que l'on observe au niveau du Massif armoricain et en ❷ des cisaillements senestres (flèches bleues) comme on en a mis en évidence dans la péninsule ibérique.

La formation de l'arc hercynien ibéro-armoricain s'explique donc de la même façon que la formation de l'arc alpin ou de l'arc himalayen : par un poinçonnement d'une plaque, la plaque Ibéro-Aquitaine dans la plaque Ibéro-Armoricaine avec fermeture d'un océan : l'océan Centralien (ou Médio-centralien ou Médio-Européen !...)

Cette plaque Ibéro-Aquitaine n'était qu'une dépendance, un promontoire d'un gigantesque supercontinent : le Gondwana (voir document ci-dessous).



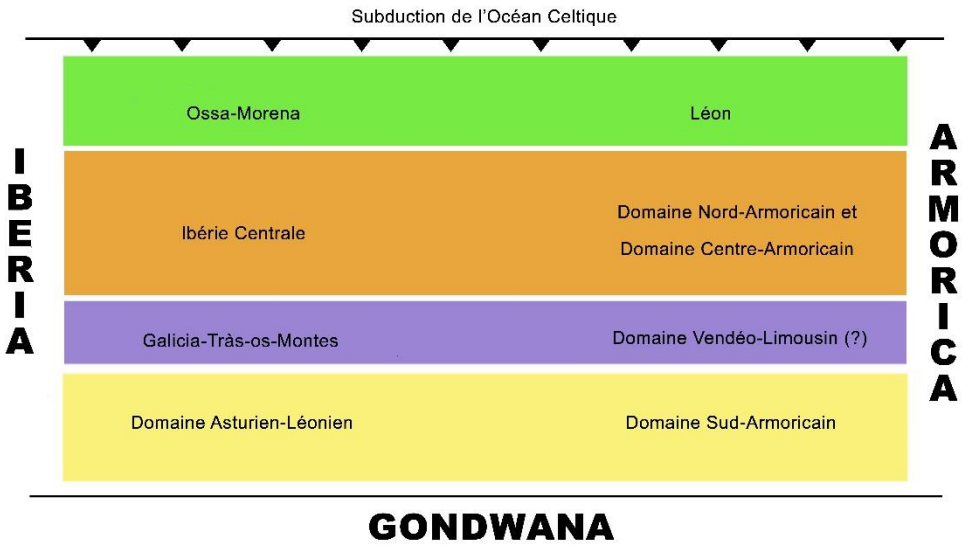
Poinçonnement de Gondwana (plaque Ibéro-Aquitaine) dans la plaque Ibéro-Armoricaine

Document Wikipedia

b- Paléogéographie au début du Cambrien

Pour remonter au début du Cambrien ou, ce qui revient au même, à la fin du Protérozoïque, il suffit donc de supprimer l'arc Ibéro-Armoricain de la chaîne hercynienne et de placer les domaines ibériques en continuité avec les domaines armoricains.

C'est ce que l'on a fait dans le schéma suivant, en conservant les couleurs du document de C. CARTIER.

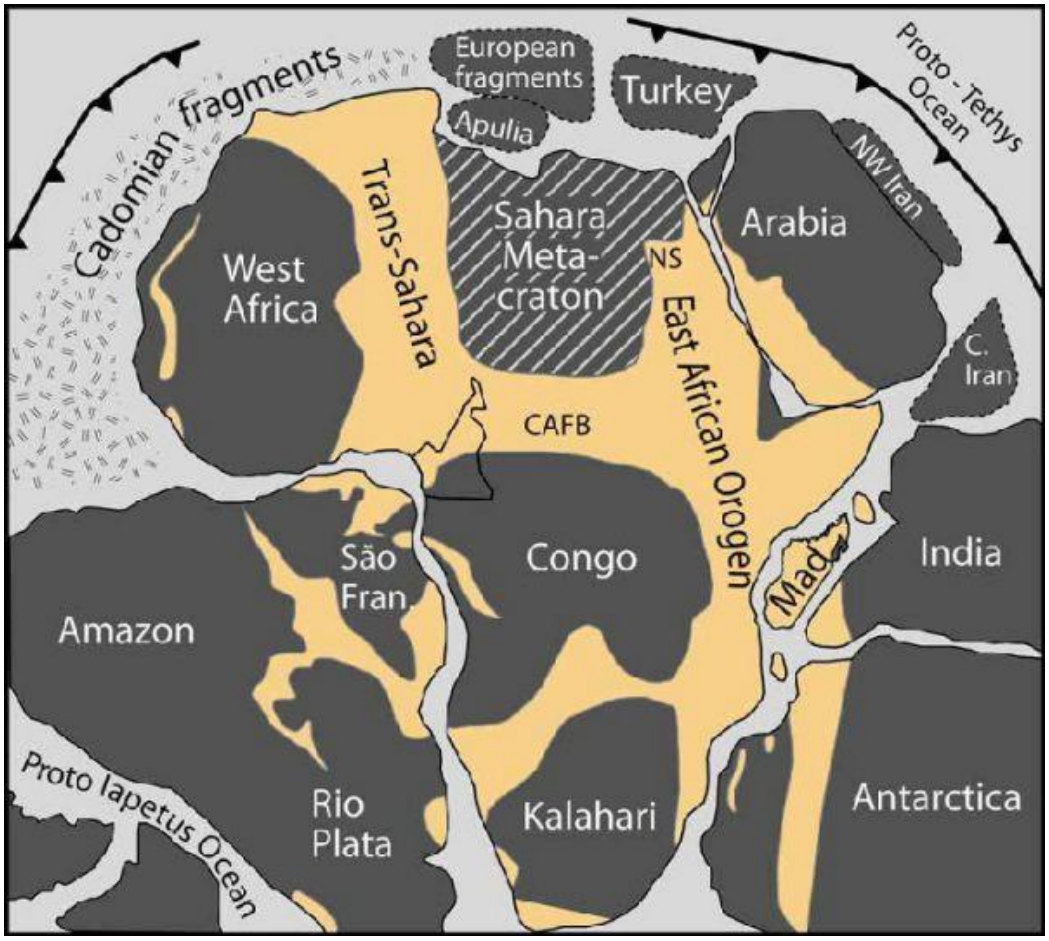


Bien sûr, les terrains paléozoïques n'existaient pas encore ! Tout était anté-Cambrien, Protérozoïque ! Et Ibéria et Armorica étaient soudés à Gondwana.

Des preuves existent en faveur de cette disposition :

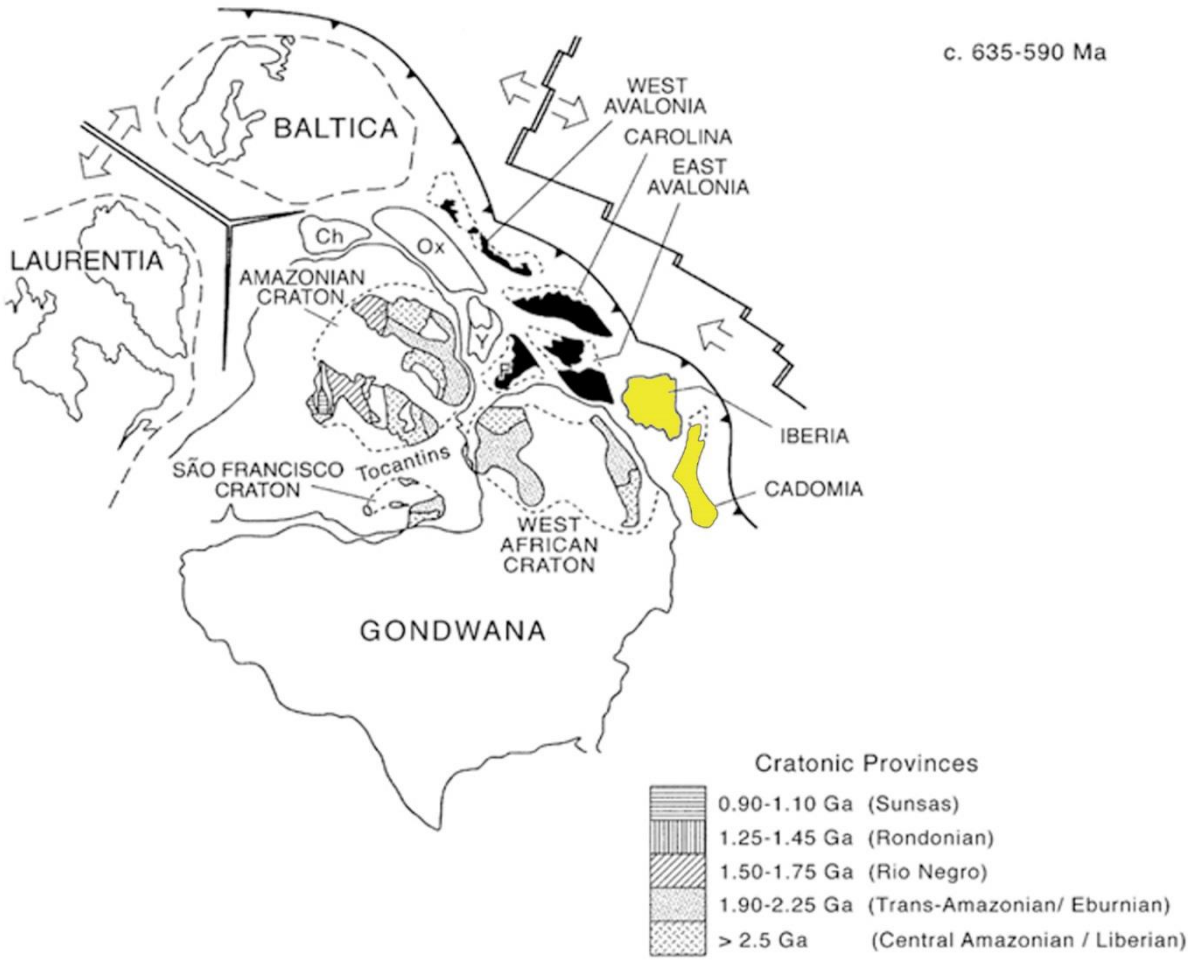
- des preuves paléomagnétiques : le pôle Sud se trouvait sur le craton Ouest-africain. Au Cambrien moyen, le synclinal du Choletais était à la latitude de 80°S donc proche de ce pôle Sud.

- des arguments sédimentologiques : de nombreux zircons détritiques récoltés dans la Formation de Châteaupanne et du Bassin d'Ancenis ou ailleurs, dans les séries sédimentaires du domaine Ouest-Européen, sont âgés autour de - 2 Ga et proviendraient de roches similaires à celles du socle éburnéen du craton Ouest-africain. D'autres, âgés de - 500 à - 600 Ma, seraient issus de l'érosion de la chaîne panafricaine formée à cette période précambrienne et qui a soudé le craton Ouest-africain au Métacraton Saharien (voir carte ci-dessous).



http://jfmoyen.free.fr

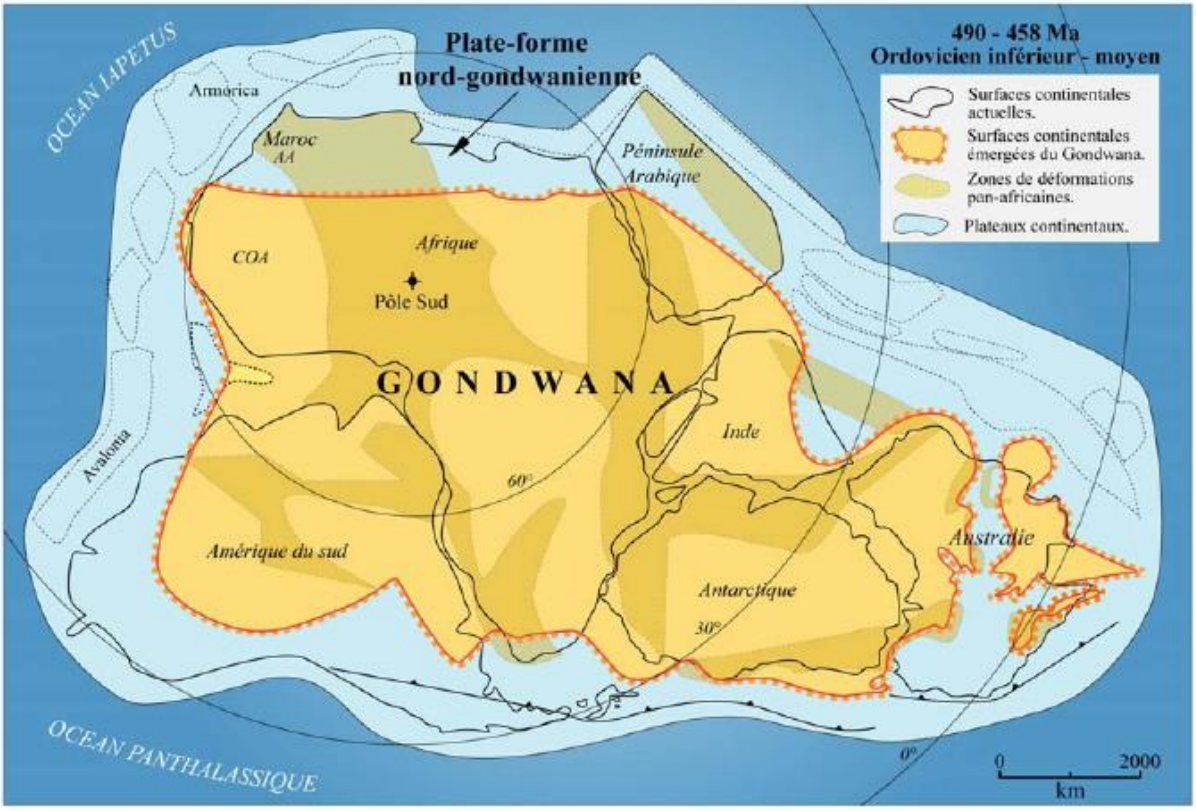
La chaîne Trans-saharienne est un segment de la chaîne panafricaine qui se prolongeait jusqu'en Bretagne Nord.



Position approximative de la plaque Ibéro-Armoricaine (Ibéria + Armorica ou Cadomia) vers la fin du Protérozoïque (- 590 Ma)

Le pôle Sud est centré sur le craton Ouest-africain.

http://docnum.univ-lorraine.fr/public/INPL/2007_PELLETER_E.pdf



Position approximative de la plaque Ibéro-Armoricaine (Ibéria + Armorica ou Cadomia) à l'Ordovicien moyen (- 460 Ma)

Ce document n'est là que pour montrer la position du pôle Sud sur le craton Ouest-africain, étant entendu qu'entre la fin du Protérozoïque et l'Ordovicien, les positions relatives des différents continents et microplaques n'ont pas beaucoup varié.

Au début du Cambrien, la plaque Ibéro-Armoricaine était soudée au Gondwana et proche du pôle Sud placé sur le craton Ouest-Africain.

Où a-t-on aujourd'hui du Protérozoïque supérieur parfaitement identifié, reconnu, dans le Massif armoricain ?

c- Identification des terrains briovériens du Domaine vendéen

Dans le Massif Armoricain, le Briovérien est intimement liée à l'orogenèse cadomienne.

Le Briovérien existe de façon certaine :

- dans la zone Nord-Armoricaine (Domaine domnonéen et Domaine mancellien) où affleurent des vestiges de la Cordillère domnonéenne, chaîne de montagnes formée entre -750 et -540 Ma par subduction de l'Océan Celtique sous Armorica appartenant alors à Gondwana. Les témoins actuels de cette orogenèse cadomienne sont les nappes du Trégor, de Saint-Brieuc, de Saint-Malo et de Fougères,

- dans toute la zone Centre-Armoricaine où le Paléozoïque repose en discordance sur le Briovérien plissé et peu touché par l'orogenèse cadomienne,

- et dans la zone Sud-Armoricaine où existe une autre cordillère cadomienne : la cordillère ligérienne qui affleure largement dans les Mauges : le Briovérien des Mauges est recouvert en discordance par les « Schistes à Paradoxidés » du Cambrien moyen à Cléré-sur-Layon et par l'Ordovicien inférieur à Châteaupanne.

Mentionnons aussi dans le Domaine vendéen, le Briovérien de l' « Anticlinal des Sables d'Olonne ». Le protolithe granodioritique de l'orthogneiss des Sables d'Olonne (Anse de Chaillé, Pointe de Péruse) ou son équivalent, le protolithe de l'orthogneiss de l'Île d'Yeu (Pointe des Corbeaux), a été daté récemment à - 530 ± 8 Ma (par la méthode U/Pb sur zircon par C. GUERROT) ; il est par conséquent Cambrien inférieur. Or, comme toute bonne roche plutonique, il a cristallisé en profondeur ; il n'a donc pu se mettre en place que dans un encaissant plus vieux que lui.

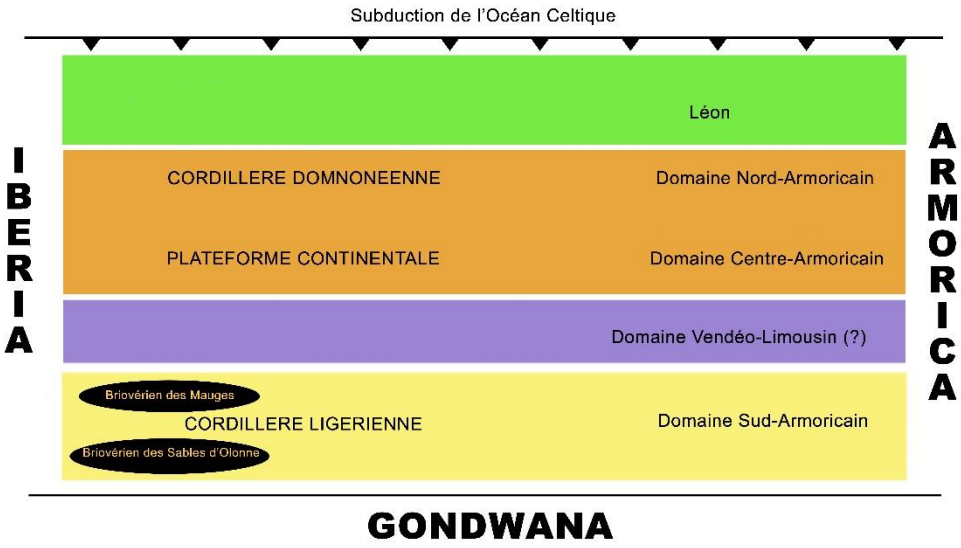
Par conséquent, cet encaissant (qu'il a peut-être d'ailleurs métamorphisé) était obligatoirement Briovérien.

NB : Auparavant, le protolithe des orthogneiss des Sables d'Olonne et de l'Île d'Yeu avait été daté à - 615 Ma. D'un seul coup, il a été rajeuni de près de 80 millions d'années !

A la fin du Protérozoïque ou au début du Cambrien, Armorica devait ressembler à un domaine continental émergé limité au Nord comme au Sud par les vestiges de deux cordillères issues de l'orogenèse cadomienne : la cordillère domnonéenne au Nord et la cordillère ligérienne au Sud.

Cette chaîne cadomienne est encore appelée chaîne panafricaine. Elle se prolongeait sur le Gondwana, alors lié à Armorica, jusqu'au Congo et aurait soudé le craton Ouest-africain au Métacraton Saharien.

Des lambeaux de terrains briovériens appartenant à cette chaîne existent dans le Domaine Sud-Armoricain : Mauges et « Anticlinal des Sables d'Olonne » (voir schéma ci-dessous).



4. Problématique

Armorica et Ibéria (l'ensemble formant la plaque Ibéro-Armoricaine) étant soudés au Gondwana au tout début du Cambrien il y a - 540 Ma et la formation de la chaîne hercynienne (achevée vers - 300 Ma) résultant d'un poinçonnement de la plaque Ibéro-Aquitaine, dépendance de Gondwana, dans la plaque Ibéro-Armoricaine avec fermeture concomitante de l'Océan Centralien, il faut donc qu'apparaisse au Paléozoïque et plutôt au Paléozoïque inférieur le domaine océanique Centralien entre l'ensemble Ibéria-Armorica d'une part et Gondwana d'autre part.

A-t-on dans la région de Chantonnay ou, à plus grande échelle, en Vendée, des vestiges de cet Océan Centralien ?

a- Données

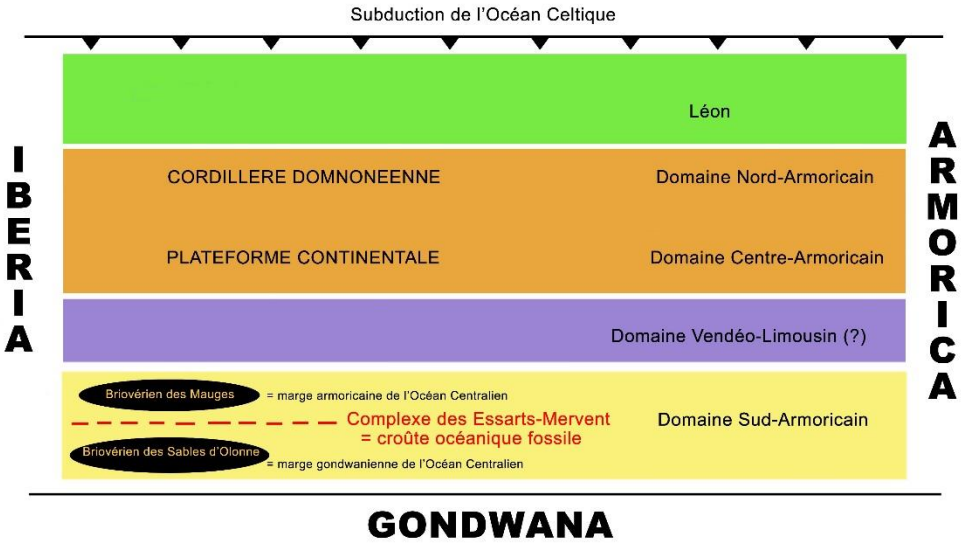
Oui ! Ce sont les célèbres éclogites du Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts qui sont d'anciens gabbros océaniques métamorphisés dans le faciès éclogite.

Ce Complexe des Essarts représente la suture de l'Océan Centralien.

Il affleure depuis le Lac de Grandlieu jusqu'à Chantonnay et limite au S-O le Synclinorium de Chantonnay.

L'Unité éclogitique des Essarts se trouve aujourd'hui entre les domaines briovériens des Mauges et de l' « Anticlinal des Sables d'Olonne ».

Cela implique que l'Océan Centralien est apparu entre ces deux domaines et que les Mauges en constitueraient sa marge armoricaine et l' « Anticlinal des Sables d'Olonne » sa marge gondwanienne : l' « Anticlinal des Sables d'Olonne » serait Gondwanien, africain !!!!



Document HV

Le Synclinorium de Chantonnay est donc voisin de la marge armoricaine de l'Océan Centralien. Il a certainement enregistré des étapes de la naissance, de la maturité et de la disparition de cet océan.

b- Question

Trouve-t-on dans le Synclinorium de Chantonnay des indices, des marqueurs des différentes étapes de cette histoire océanique ?

Bien évidemment, on fera appel de temps en temps à la géologie de l'autre marge, la marge gondwanienne qui correspond en gros au Bas-Bocage vendéen actuel et qui a dû enregistrer, lui aussi, à peu près les mêmes événements.

Pourquoi « à peu près » ?

L' « Anticlinal des Sables d'Olonne » se trouve aujourd'hui, après le jeu des grands cisaillements dextres hercyniens, relativement proche des Mauges et du Synclinorium de Chantonnay. Mais à la fin du Protérozoïque ou au tout début du Cambrien, Les Sables d'Olonne pouvait se trouver 200-250 km plus au S-E (valeurs purement arbitraires prises pour illustrer le propos) et les Mauges 200-250 km plus au N-O.

La paléogéographie était-elle vraiment la même entre deux points distants l'un de l'autre de près de 500 km ? Rien n'est moins sûr mais des arguments stratigraphiques permettent de penser qu'il en était ainsi dès le Cambrien.

Arrêt 1 : Le granite du Bois de la Folie à Pouzauges

- ## Roche observée

Près du Belvédère, on observe de place en place des accumulations de blocs de granite, de forme arrondie, aux arêtes émoussées qui évoquent un paysage de chaos granitique (voir photo ci-dessous).

A l'œil nu, ce granite, de couleur générale grise, à texture équante et à grain moyen, présente une composition classique : quartz globuleux, feldspath rose souvent automorphe, muscovite et biotite très noire, parfois abondante (en particulier sous le belvédère).

Granite de Pouzauges à quartz globuleux

Granite de Pouzauges riche en biotite

Dans certains blocs, on peut trouver également des cristaux d'amphibole en forme de baguettes.

Le granite de Pouzauges est donc un granite à biotite et amphibole.

▪ Chimisme

Du point de vue de sa composition chimique, le granite de Pouzauges est riche en silice : près de 74 % de SiO_2.

Le fer total est particulièrement abondant (2,2% à 5,4%). Cette abondance en fer explique la richesse du granite de Pouzauges en biotite ferrifère (lépidomélane).

Les teneurs en alcalins sont également élevées (6% à 8,6 %), avec Na_2O et K_2O en proportions voisines.

Cette minéralogie confère à la roche un caractère de granite monzonitique (avec localement une tendance vers les granodiorites), peralumineux et appartenant à la lignée tholéitique.

▪ Origines possibles des granites

Les granites peuvent se former dans trois contextes tectoniques différents :

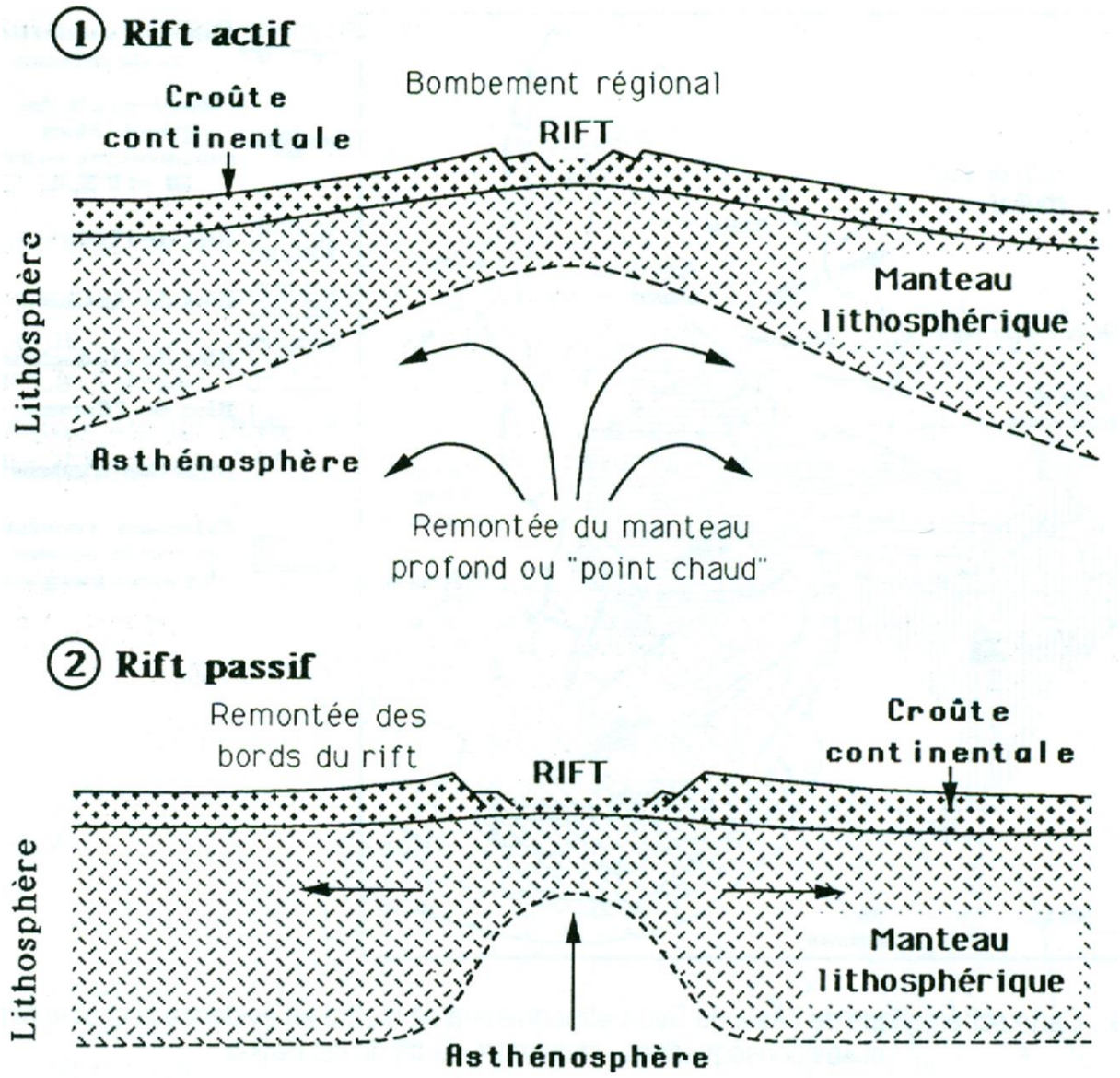
- **dans les zones en distension (rifting)** : la croûte continentale s'étire (rifting passif ou actif) ce qui provoque son amincissement et la remontée relative du manteau lithosphérique sous-jacent. La décompression adiabatique de la péridotite mantellique qui en résulte provoque sa fusion partielle et

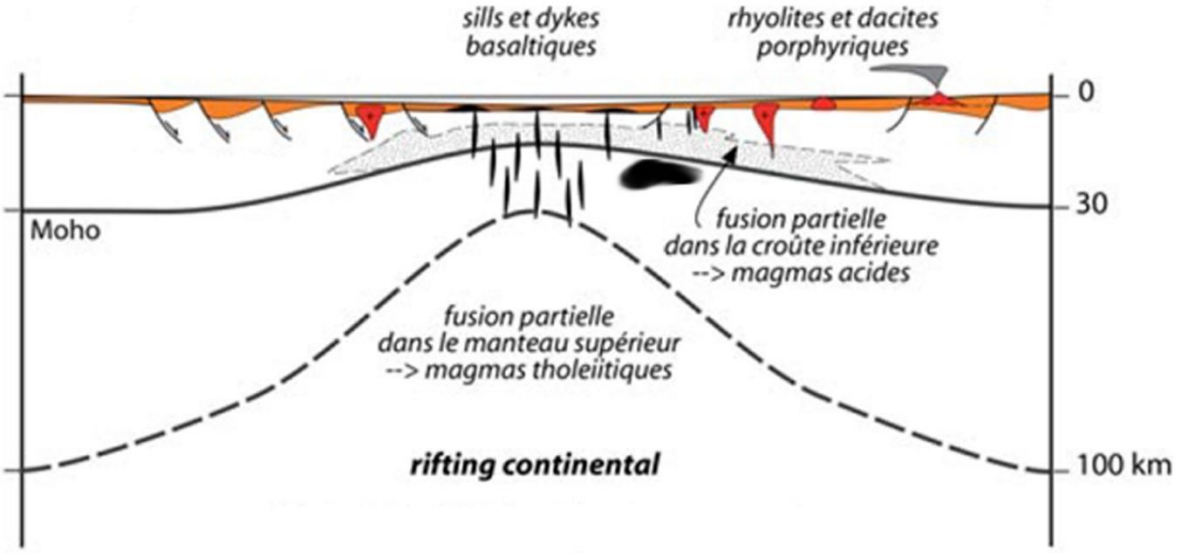
la formation d'un magma basaltique qui peut alors gagner la surface (volcanisme basaltique) si la croûte continentale est suffisamment faillée.

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 faire 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 distension.

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

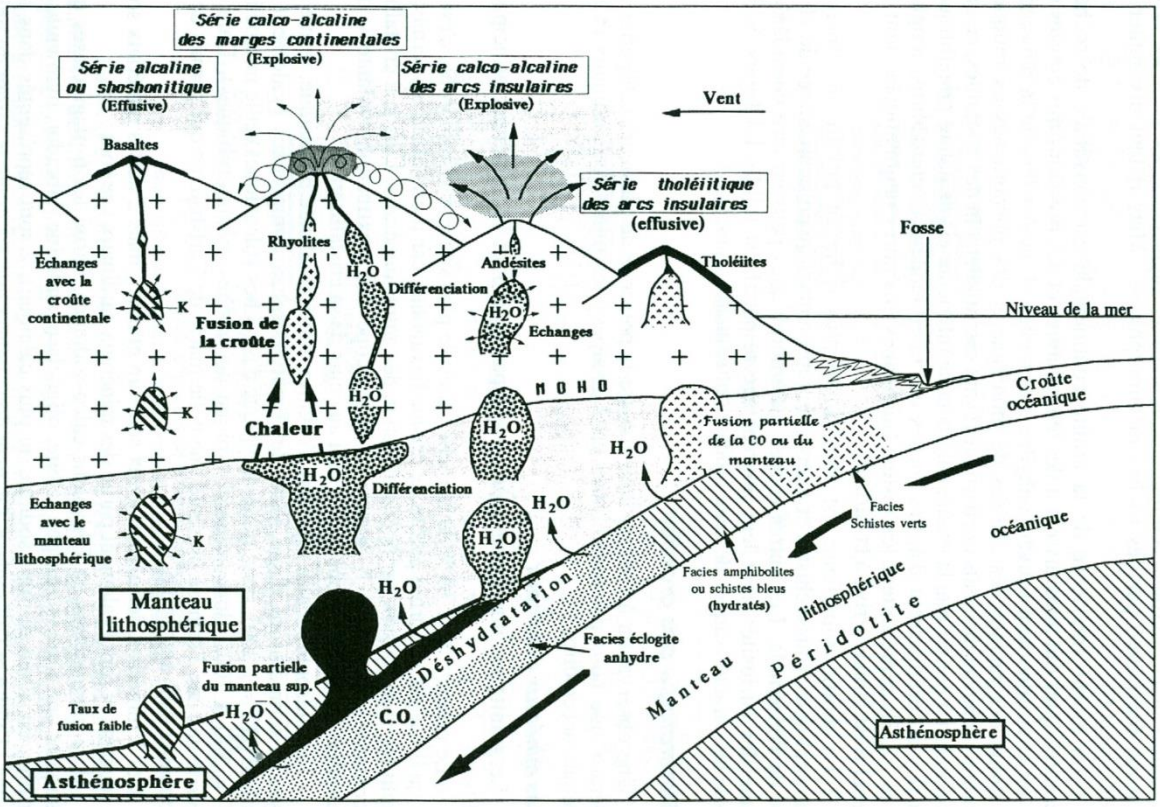




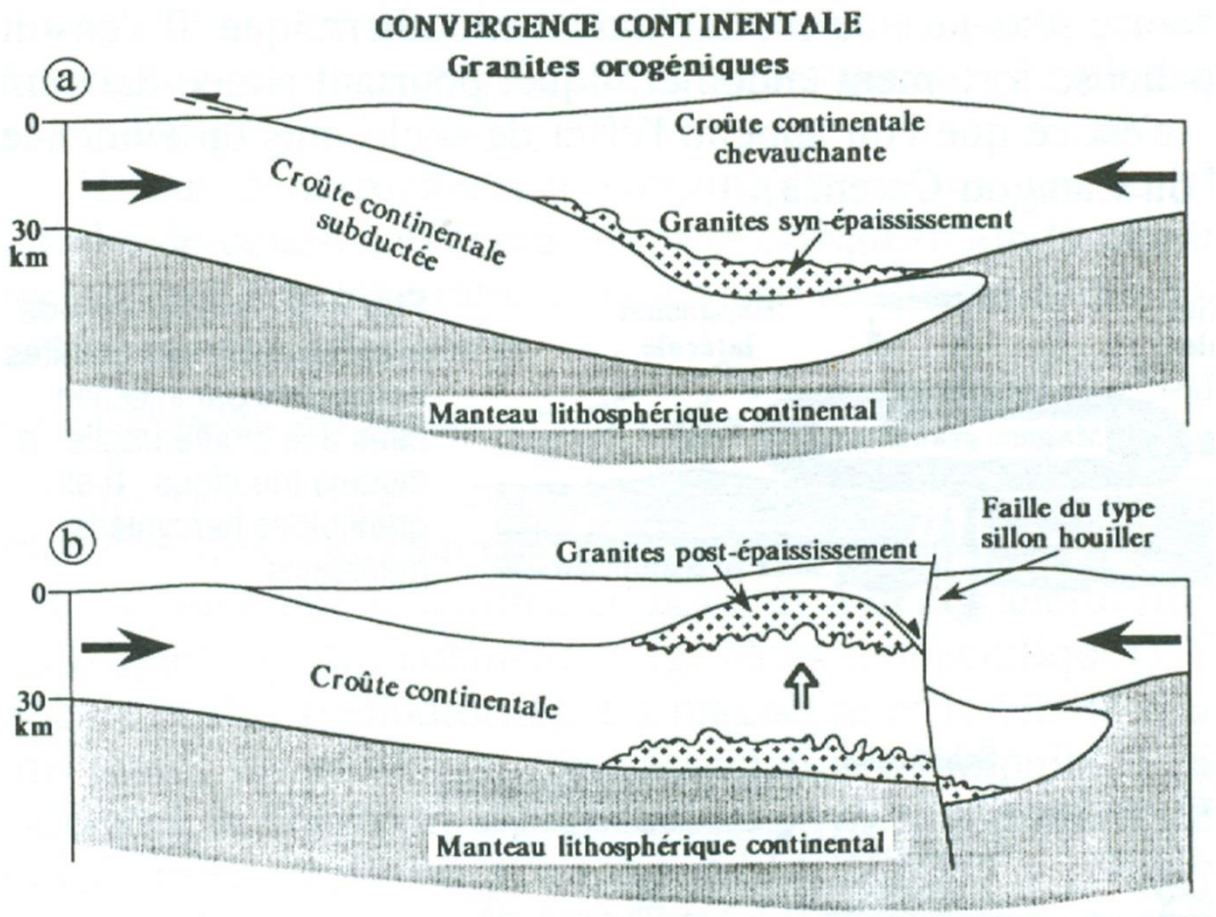
- **dans les zones de subduction** : la croûte océanique gabbroïque qui subducte sous une croûte continentale se métamorphise par augmentation de la pression et de la température. Le gabbro se transforme en amphibolite : il passe dans le faciès « schistes bleus à glaucophane » (la glaucophane est une amphibole sodique) puis en éclogite : il passe dans le faciès « éclogite 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 éclogite » 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 ») 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 ; et là, par différenciation et cristallisation fractionnée, assimilation de l'encaissant ou hybridation, donner naissance à un magmatisme intermédiaire de nature andésitique : volcanisme andésitique et plutonisme granodioritique mais également à du magmatisme granitique.



- 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.



L'intérêt des schémas précédents est qu'ils illustrent en même temps les différents stades de l'histoire d'un océan : sa formation (rifting), sa maturité (subduction débutante) et sa disparition lors de la collision continentale, ses deux marges entrant en contact.

▪ Problèmes posés par le granite de Pouzauges

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}Sr / ^{86}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 au cours de l'Ordovicien inférieur, le rapport initial ^{87}Sr / ^{86}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 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 en faire un granite de zone de subduction. Mais l'éclogitisation de la croûte océanique constituant le Complexe des Essarts a été datée de - 436 +/- 15 Ma (PEUCAT, datation U/Pb sur Zircon), c'est-à-dire du Silurien inférieur (= Llandovérien).

NB : Cet âge n'est pas certain. Pour BALLÈVRE, l'éclogitisation des gabbros océaniques aurait plutôt eu lieu vers - 370, - 360 Ma. Peut-être que l'âge de - 436 Ma serait en fait celui du début de l'accrétion océanique ?

Bref, que l'âge de cette éclogitisation soit Silurien inférieur (- 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 formerait 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 » : - 347 ± 4 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite - COCHERIE. 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.

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 le granite voisin de Clisson - Mortagne-sur-Sèvre qui s'est formé lui vers - 315 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 : P***ourquoi le granite de Pouzauges, aussi vieux (- 483 Ma) n'a-t-il pas été déformé par l'orogenèse hercynienne comme beaucoup d'autres granites ordoviciens du Sud du Massif Armoricain ?***

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.

Mais, « *a contrario* », cette nouvelle datation pose de nouveaux problèmes :

- Le granite de Pouzauges appartient-il à une nappe ?

- Et dans ce cas, quelle est la source de chaleur qui a permis sa formation : nature et identité de la nappe sous-jacente qui l' « a chauffé » ?

Hypothèses :

Pas très loin dans le Haut-Bocage vendéen, a eu lieu une phase de migmatisation importante qui a donné naissance aux migmatites du Domaine de la Tessouale, aux migmatites de Mauléon et des Herbiers au Dévonien supérieur, vers - 355 Ma (diatexite des Herbiers datée à - 368±7 Ma par la méthode U-Th-Pb sur monazite – COCHERIE et ALBARÈDE, 2001).

L'anatexie a même été atteinte puisque des petits batholites de granodiorites calco-alcalines potassiques se sont formés : granite du Verdon, des Cerqueux de Maulévrier près de Cholet.

Le granite de Pouzauges ne trouverait-il pas alors son origine dans ces migmatites ?

Entre les migmatites précédentes (Mauléon et Les Herbiers) et le granite de Pouzauges, affleure un énorme filon de quartz (« accident du Pin »).

Ce filon ne pourrait-il pas représenter le niveau de décollement, de cisaillement de la nappe de Pouzauges, si nappe il y a, sur une autre nappe qui serait, pourquoi pas, le Domaine de la Tessoualle ?

Revenons à nos moutons !

Bois de la Folie = Point haut ! On domine le Synclinorium de Chantonnay.

Quelle en est l'explication ?

- ## La faille de Pouzauges

On est sur une faille !

En fait, pour être précis, la faille passe à quelques centaines de mètres en contre-bas. Cette faille est la faille de Pouzauges encore appelée faille de Secondigny. C'est un accident majeur du Massif armoricain. Elle fait partie de la Branche Sud du Cisaillement Sud-Armoricain. Et elle est toujours active !

Comment a-t-elle joué au cours des temps géologiques ?

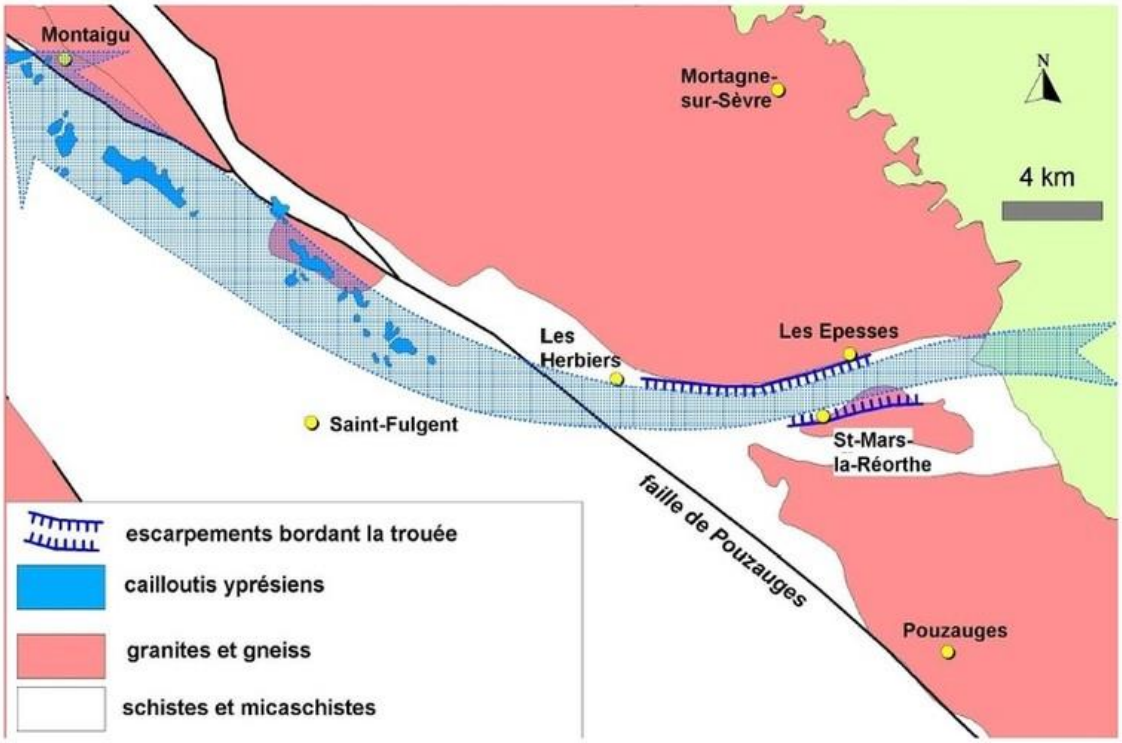
Elle a joué de deux façons :

- **dans le sens vertical**, le compartiment possédant le granite de Pouzauges (Haut-Bocage) se soulevant, le Synclinorium de Chantonnay s'affaissant.

Quand et quel exemple ?

A l'Eocène !

Il existait alors à quelques km plus au Nord, le fameux fleuve Ypresis ! Celui-ci empruntait la vallée de Saint-Amand-sur-Sèvre, la « trouée » de Saint-Mars-la-Rhéorte près des Herbiers puis il se dirigeait ensuite vers Montaigu où, là, il s'élargissait en un véritable delta s'étalant entre Noirmoutier (Bois de la Chaize) et l'estuaire de la Vilaine.



http://www.ouest-paleo.net/nos-articles

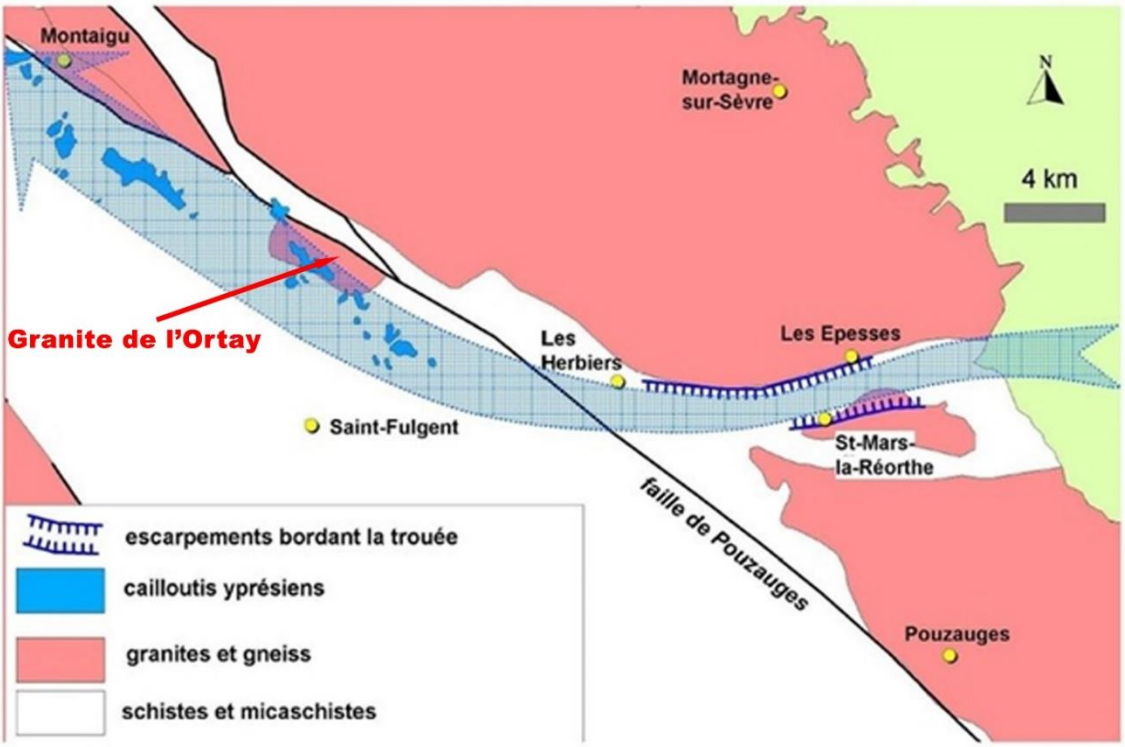
Mais au Lutétien inférieur, une surélévation des collines du Haut-Bocage a mis fin à son existence.

C'est la faille de Pouzauges qui a joué dans le sens vertical, ce qui va entrainer la surrection des collines vendéennes. Cette véritable barrière naturelle met alors fin à l'écoulement d'Ypresis vers l'Ouest. Les eaux provenant de la bordure NO du Massif central (Brenne) se fraient alors un chemin plus vers le Nord, préfigurant ainsi le bassin de la Loire. Et le delta d'Ypresis se transforme lui en golfe marin.

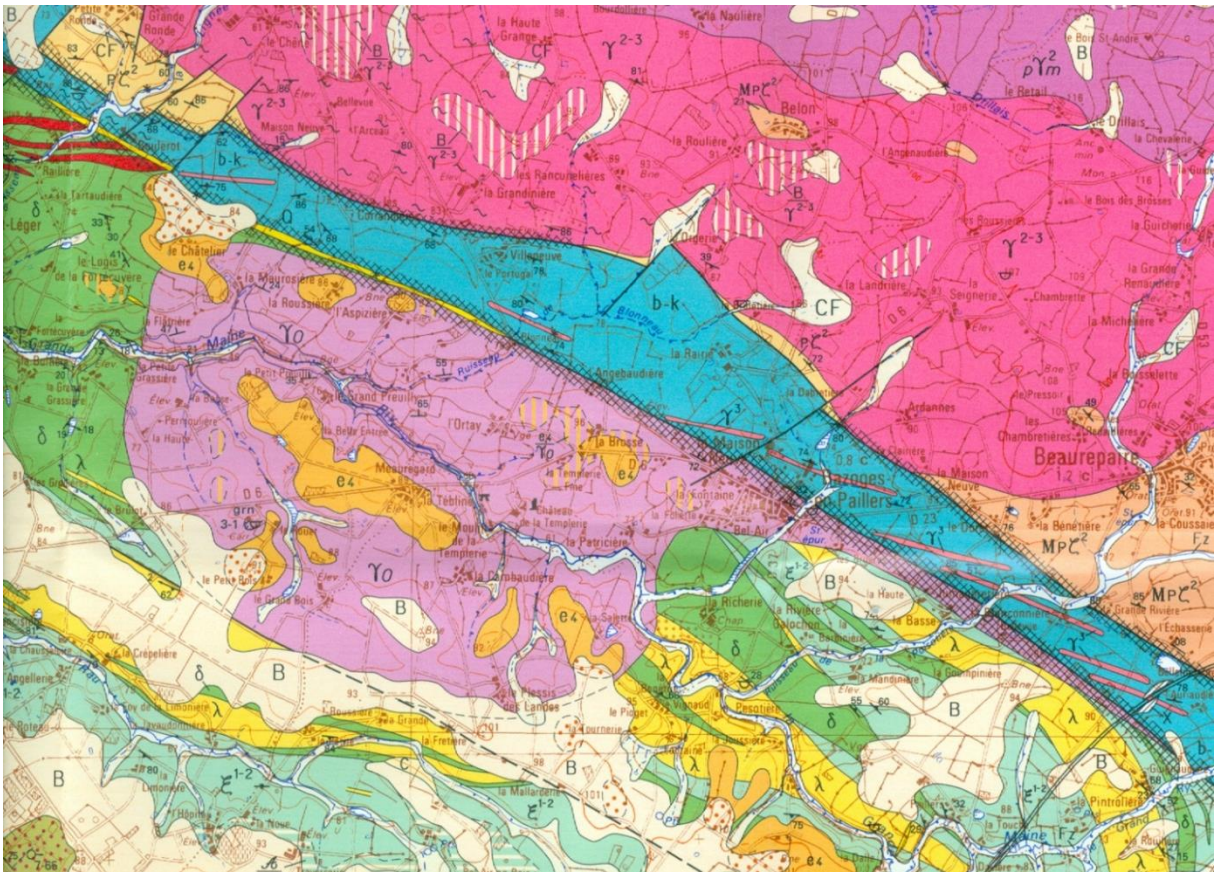
- **dans le sens longitudinal**, d'un coulissage comme le fait aujourd'hui la faille de San Andréas.

Quand et quel exemple ?

Le massif granitique de l'Ortay, entre Les Herbiers et Montaigu, longe la faille de Pouzauges mais de l'autre côté par rapport au massif granitique de Pouzauges (voir carte ci-dessous).



Il présente une forme caractéristique en cornue très nette sur la carte géologique suivante.



Extrait de la carte géologique de Montaigu au 1/50000ème

Le granite de l'Ortay est représenté en violet clair et désigné par le symbole γ_O.

La direction du col de la cornue indique que la faille a joué dans le sens d'un décrochement dextre. Le compartiment possédant le granite de l'Ortay s'est déplacé vers le NO ; relativement, le compartiment possédant le granite de Pouzauges a lui coulissé vers le SE.

Le fait que ce jeu de la faille de Pouzauges ait pu déformer autant le granite de l'Ortay (forme en cornue) implique que celui-ci était à l'état ductile, chaud et en voie de cristallisation.

Le granite de l'Ortay a été daté à - 350 $\pm$ 11 Ma (limite Tournaisien-Viséen). Comme par hasard, il est de même âge que le granite de Pouzauges qui lui se trouve de l'autre côté de la faille.

Hypothèses :

Ces deux massifs granitiques sont-ils issus d'un même magma ?

Leur chimisme ne s'y oppose pas! Le granite de l'Ortay est en effet très acide (73% de SiO_2), riche en biotite et peralumineux comme le granite de Pouzauges.

Si cette hypothèse est exacte, si ces deux massifs sont cogénétiques, on aurait alors un moyen de déterminer l'importance du décrochement dextre : environ 26 km et de calculer la vitesse moyenne de ce décrochement : 26 km en 35 Ma (entre - 350 et - 315 Ma, si - 315 Ma marque la fin des décrochements dextres dans le Haut-Bocage) soit 0,7 km/ Ma.

Arrêt 2 : Les cornéennes de Val Rétif

- ### Roche observée

Affleurent des cornéennes. Ce sont des roches dures, ici de couleur et d'aspect très variables.

On peut reconnaître à l'œil nu :

- dans certains échantillons à cassure claire, comme des grains de quartz arrondis, de la taille du mm voire plus, soudés entre eux et qui font penser à du grès,

- dans d'autres, toujours à cassure claire, des éléments beaucoup plus fins, finement lités qui font plutôt penser à des silts.

- dans d'autres enfin, à cassure gris foncé, une structure microcristalline avec cristaux blancs de feldspath ou de plagioclase, cristaux de biotite et de muscovite très fine, peut-être aussi de la cordiérite. Leur faciès est très comparable à celui des amphibolites ou de certaines roches volcaniques. Epidote et grenat peuvent être identifiés au microscope polarisant.

Différents échantillons de cornéennes

Gisement

Ces roches n'affleurent qu'autour du granite de Pouzauges, dans une auréole de 1-1,5 km de large.

Elles se sont formées par métamorphisme de roches sédimentaires (grès, argiles) directement au contact du granite de Pouzauges.

Comment ?

Mode de formation

Rappel : Le magma granitique à l'origine du granite de Pouzauges s'est formé au cours de la collision entre Gondwana et Armorica, à la limite Tournaisien-Viséen, certainement suite à un empilement de nappes dans le Haut-Bocage.

Chaud, léger, liquide, il monte. Au cours de son ascension, il se refroidit : les premiers cristaux de plagioclases et de ferro-magnésiens (amphibole et biotite) se forment. Le magma perd alors de sa fluidité et prend la consistance d'une véritable bouillie.

Puis, comme une soupe de plus en plus riche en vermicelle, il devient de plus en plus visqueux, pâteux ; de plus en plus riche en cristaux, il finit par s'immobiliser.

Il donne alors naissance à un granite solide mais chaud (700°C).

Progressivement, ce granite va ensuite refroidir en cédant de la chaleur à son encaissant sédimentaire (grès, argiles) qu'il va « cuire » et transformer en cornéennes.

Les cornéennes observées au Val rétif ne montrent pas de minéraux de métamorphisme identifiables à l'œil nu. Cela s'explique avant tout par l'éloignement du Val Rétif par rapport au batholite de granite : le Val Rétif se trouve dans la partie externe de l'auréole de métamorphisme.

Si l'on se rapprochait du granite (carrière de l'Andraudière à Ardelay - Commune des Herbiers, Châteaumur…), on pourrait voir ces figures (voir photos ci-dessous) :

- de véritables figures de mélange entre magma granitique clair à gros cristaux de feldspath et roches sédimentaires fortement cornéifiées sombres,

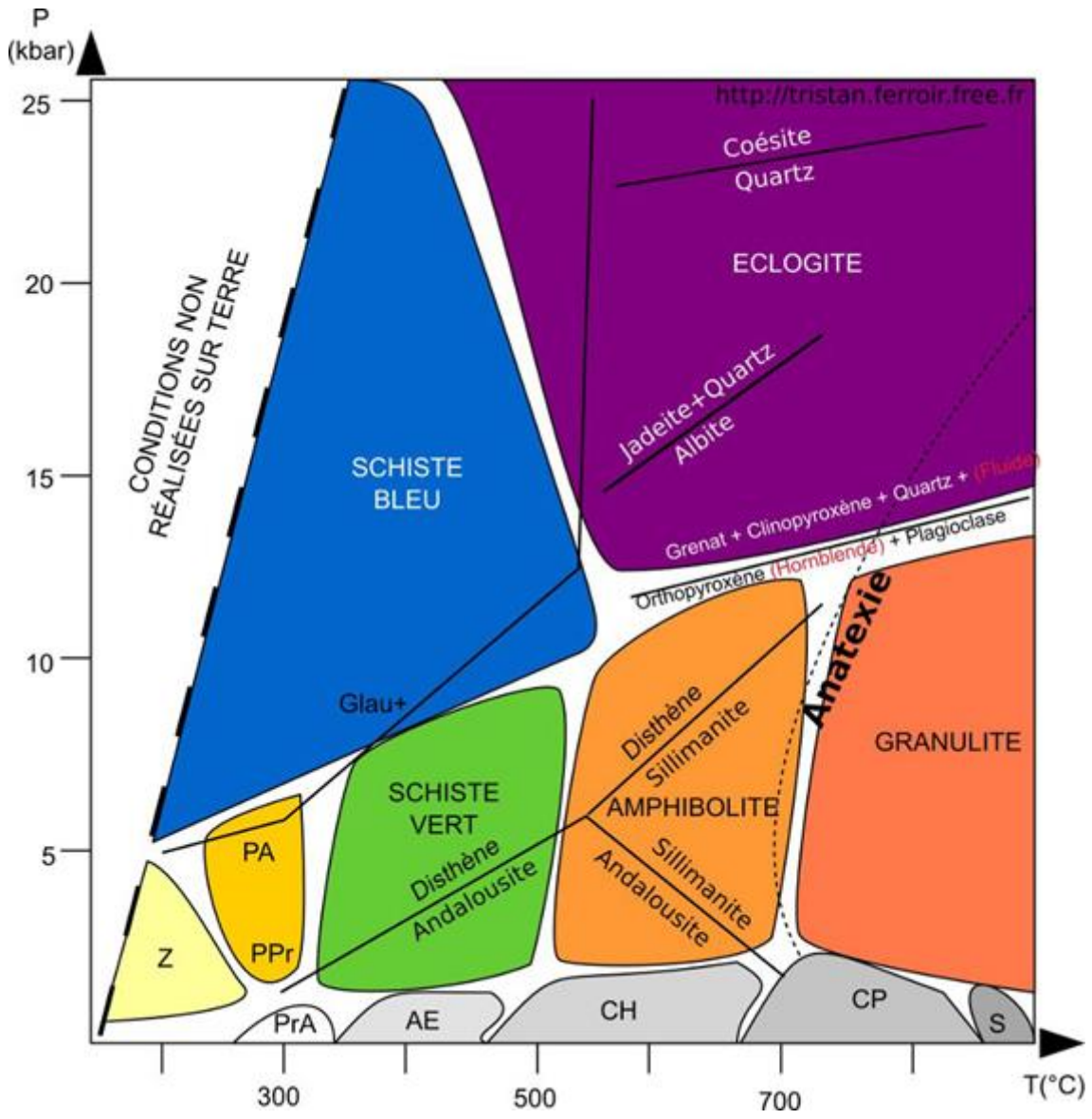
Mélange de magma granitique à cristaux de feldspath automorphes et de cornéenne sombre

- et même parfois des morceaux de cornéennes complètement « phagocytées » par le magma granitique.

Morceau de cornéenne en enclave dans le granite

Dans ces cornéennes, on a mis en évidence au microscope polarisant de la cordiérite. Or, la cordiérite est un minéral de BP et de HT qui se forme aux alentours de 500°C.

L'encaissant sédimentaire a donc subi un métamorphisme de contact de BP-HT dans le faciès « cornéennes à hornblende » (domaine « CH » sur le diagramme P-T ci-dessous).



http://geolvar.free.fr/pages/metamorphisme.htm

- **Quelques remarques au sujet de la forme du massif de granite de Pouzauges**

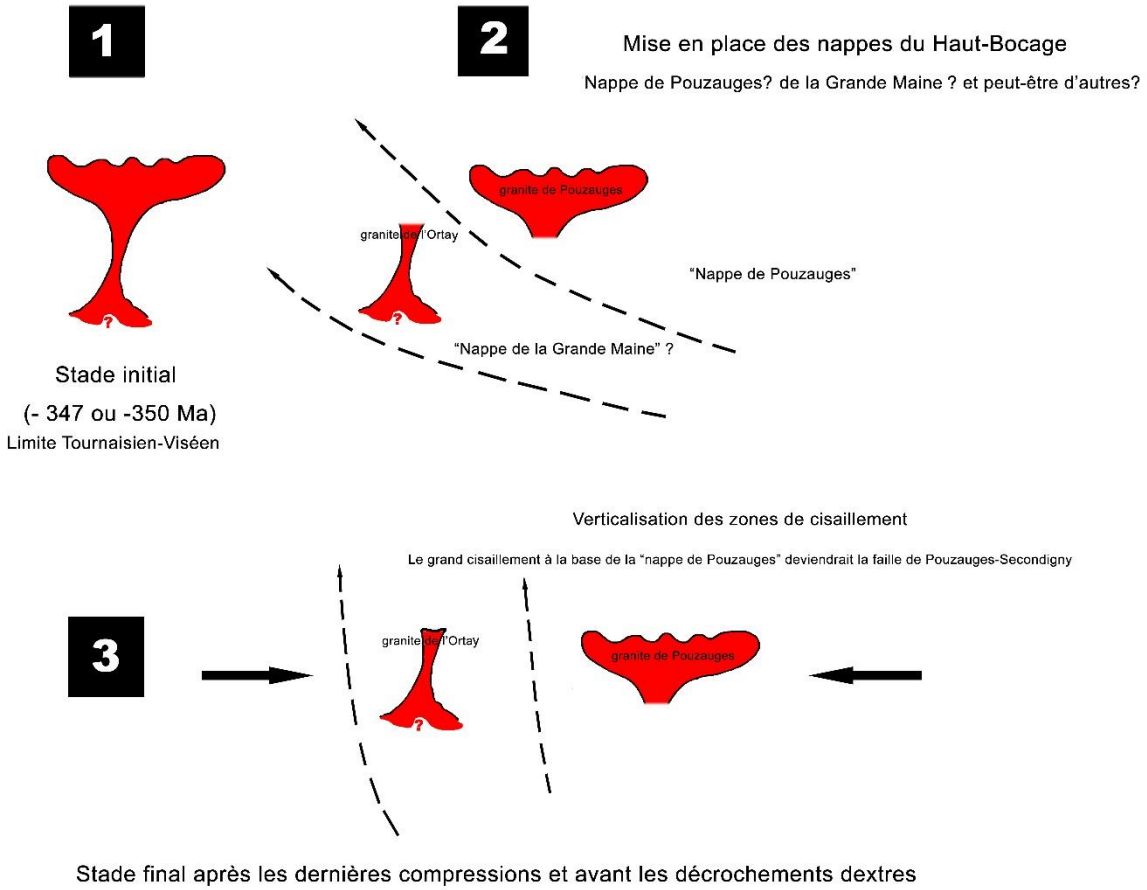
Tout indique que l'on observe aujourd'hui sur le terrain le toit d'un laccolithe granitique à Pouzauges : les géologues parlent de « roofs pendants ». Cette hypothèse est étayée cartographiquement par les nombreuses digitations que forme la bordure du massif de Pouzauges, preuve de la grande difficulté du magma à progresser vers la surface ; il stagne, cherche sa voie, il est en fin de cristallisation et des blocs de l'encaissant qu'il a déjà métamorphisé à distance (cornéennes) y « plongent » (voir la dernière photo).

Hypothèse :

S'il y a vraiment continuité entre le granite de l'Ortay et le granite de Pouzauges, ce dernier pourrait former le toit très étalé du laccolithe et le massif de l'Ortay sa racine sous-jacente mieux circonscrite en forme de cône. Et peut-être qu'alors ce serait le cisaillement à la base et à l'origine de la nappe de

Pouzauges qui aurait « décapité » l'ensemble granitique Ortay-Pouzauges en ses deux composants! Le cisaillement se serait ensuite verticalisé en fin de collision pour devenir la faille de Pouzauges !

Quant à la légère différence de composition chimique des granites de l'Ortay et de Pouzauges, elle pourrait s'expliquer facilement par différenciation magmatique ou contamination.



Document HV

En un mot, à plus grande échelle, la branche Sud du CSA pourrait représenter un gigantesque plan de cisaillement formé vers - 350 Ma puis redressé lors des serrages ultimes de la collision hercynienne (vers - 315 Ma) !

On en a terminé avec le Haut-Bocage. On va aborder maintenant l'histoire du Synclinorium de Chantonnay !

A l'arrêt suivant (**Arrêt 3 : Carrière de La Boissière entre Rochetrejoux et Mouchamps)**, les roches que l'on va rencontrer sont d'âge Ordovicien inférieur (Arénigien = Floien). Elles constituent les célèbres « Grès armoricains ».

Mais on va louper en cours de route tout le Cambrien qui existe bien (il n'y a pas lacune du Cambrien !), enserré entre le granite de Pouzauges et les « Grès armoricains » de la carrière de La Boissière.

C'était comment le Cambrien ?

Le Cambrien du Synclinorium de Chantonnay

- ### Description

Il comprend :

- **le Cambrien inférieur : Formation de Montournais (ou de La Ménardière)** représentée surtout par des schistes et grès verdâtres entrecoupés de poudingues, de microconglomérats, de tufs volcaniques acides et de coulées rhyolitiques.

Puissance : 500 à 900 m

Les poudingues et les microconglomérats contiennent surtout des éléments de petite taille, centimétriques à pluricentimétriques, parmi lesquels on reconnaît des fragments de quartzites, de pélites, des galets quartzo-feldspathiques provenant de lentilles d'exsudation et des galets de schistes métamorphiques probables provenant peut-être des Mauges voisines.

- **le Cambrien moyen : Formation des Gerbaudières** constituée de schistes noirs ou gris alternant avec des lits plus gréseux de teinte sombre. Elle contient également des schistes graphiteux de type « ampélites » et des niveaux pluridécimétriques de carbonates.

Puissance : 600 à 800 m

- et **le Cambrien supérieur : Formation du Bourgneuf et de Sigournais**. C'est un ensemble de « wackes » (« grès » constitué par un mélange de particules grossières et fines mal classées, déposées en même temps dans une matrice silteuse ou argileuse), de pélites et de grès. La teinte dominante y est verdâtre. On note également la présence de filons ou de sills de rhyolite et de dolérite.

Puissance : 500 à 1000 m

La sédimentation cambrienne est par conséquent avant tout détritique.

On y a également reconnu des **figures de grain-flow** et des **turbidites** évoquant des dépôts de cônes sous-marins. La présence de la mer a été confirmée par la trouvaille du Brachiopode *Bilingsella sp.* dans le Cambrien supérieur.

Comment peut-on alors se représenter le Synclinorium de Chantonnay au Cambrien ?

▪ Essai de reconstitution paléogéographique

C'est un bassin marin très certainement peu profond installé sur une plateforme continentale comme le démontre les quelques dépôts carbonatés du Cambrien moyen et qui reçoit essentiellement les produits (galets, sables et vases) provenant de l'érosion des reliefs briovériens voisins (Mauges).

C'est de plus un bassin subsident puisqu'il a recueilli environ 2000 m de sédiments au cours du Cambrien.

NB : La présence de turbidites n'implique pas obligatoirement un milieu très profond. Des turbidites peuvent se former dans des environnements fluvio-lacustres ou deltaïques.

Dans le détail, la profondeur de ce bassin a varié au cours du Cambrien.

Il s'approfondit au Cambrien moyen. Aux faciès verdâtres du Cambrien inférieur qui indiquent un milieu oxydant donc peu profond, succèdent les faciès noirâtres et gris du Cambrien moyen qui sont en faveur d'un milieu plus réducteur, à caractère euxinique, donc plus profond.

Tout cela est plutôt en faveur d'une distension, d'un étirement de la croûte continentale.

Mais au Cambrien supérieur, les faciès redeviennent verdâtres. Au Cambrien supérieur, le fond du bassin se soulève donc !

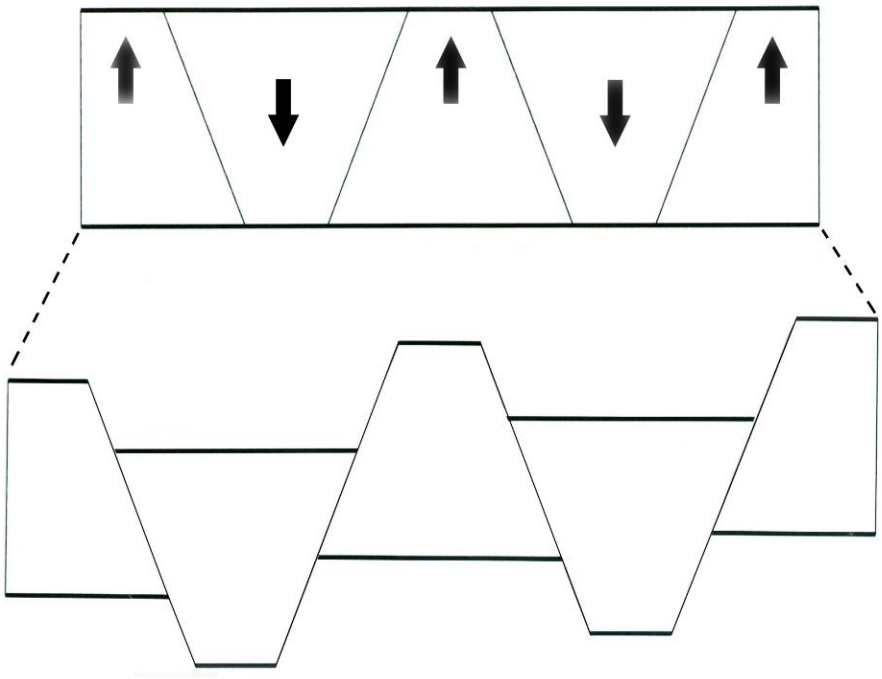
En même temps, on note que les brèches sédimentaires sont plus abondantes. D'une façon générale, la sédimentation devient plus grossière : les éléments sont très hétérométriques et peu usés.

Apparaissent aussi des filons de dolérite et de rhyolite à caractère de tholéites continentales.

Tous ces changements pourraient faire penser à l'émersion du bassin ! En fait, il n'en est rien. Le bassin continue à s'étirer même s'il devient moins profond (en fait, il ne devient moins profond que localement).

Extension et émersion ne sont pas contradictoires localement ! La preuve avec les deux schémas suivants !

Explication



Sur le schéma du haut, les failles représentées sont des failles normales marqueurs de l'extension. Elles découpent la croûte continentale granitique rigide en blocs crustaux. Certains de ces blocs vont se soulever en horsts, en rides et d'autres s'affaisser en grabens, en sillons.

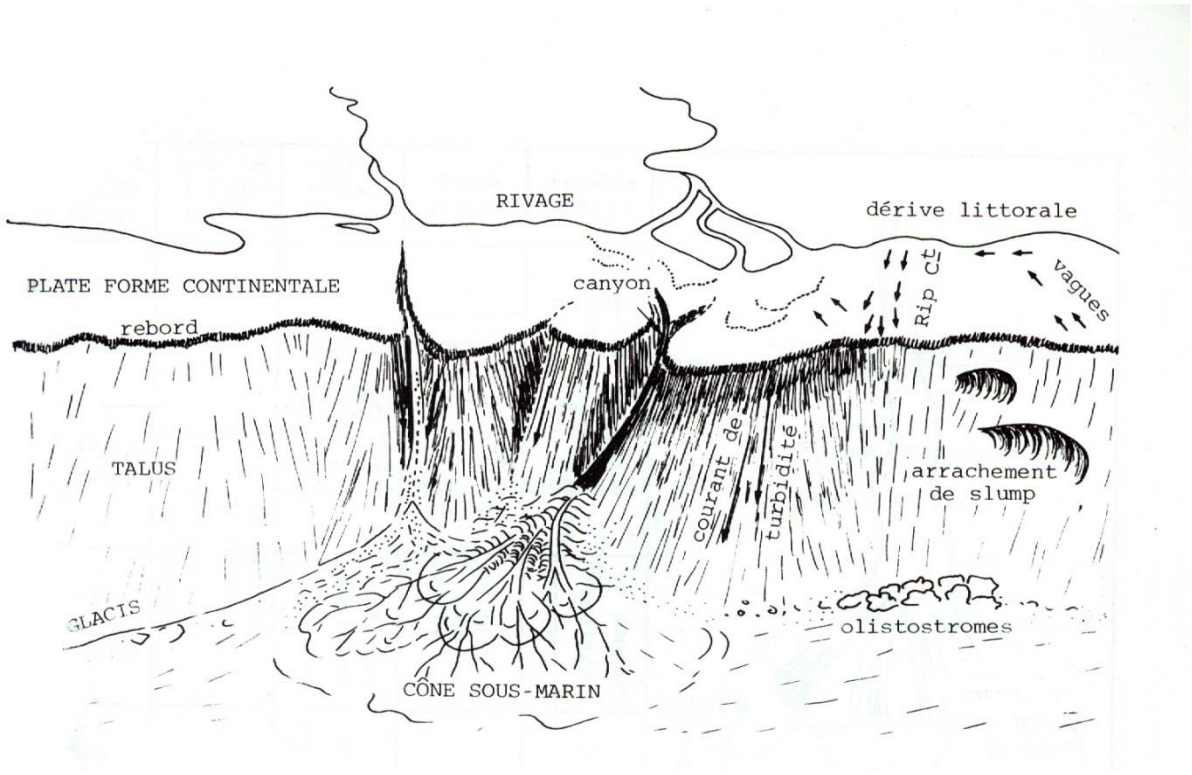
Et l'on voit bien sur le schéma du bas qu'un tel découpage en blocs peut conduire à un approfondissement du bassin au niveau des sillons et à sa diminution au-dessus des rides en même temps que tout l'ensemble s'étire !

C'est exactement ce qu'il s'est passé au Cambrien supérieur. Et on peut alors expliquer beaucoup d'observations faites sur le terrain.

- Toute la lithosphère continentale sous le bassin étant étirée, elle s'amincit. La croûte continentale rigide se casse : se forment des failles normales qui la découpent en blocs qui s'affaissent ou qui s'élèvent.

- Qui dit formation de failles normales dit apparition de pentes raides entre les blocs. On a là l'explication des brèches. Ces dernières font effectivement penser à des éboulements en bas de pentes puisque leurs éléments constitutifs ne sont pas usés et de taille très variable. Et ces éboulements se produisaient à chaque fois que les failles jouaient, au cours de petits séismes.

- Les dépôts détritiques gravitaires de type turbidites et grain-flow peuvent s'expliquer de la même façon à la différence près qu'au bas des ruptures de pente, de talus, un granoclassement vertical a eu lieu.

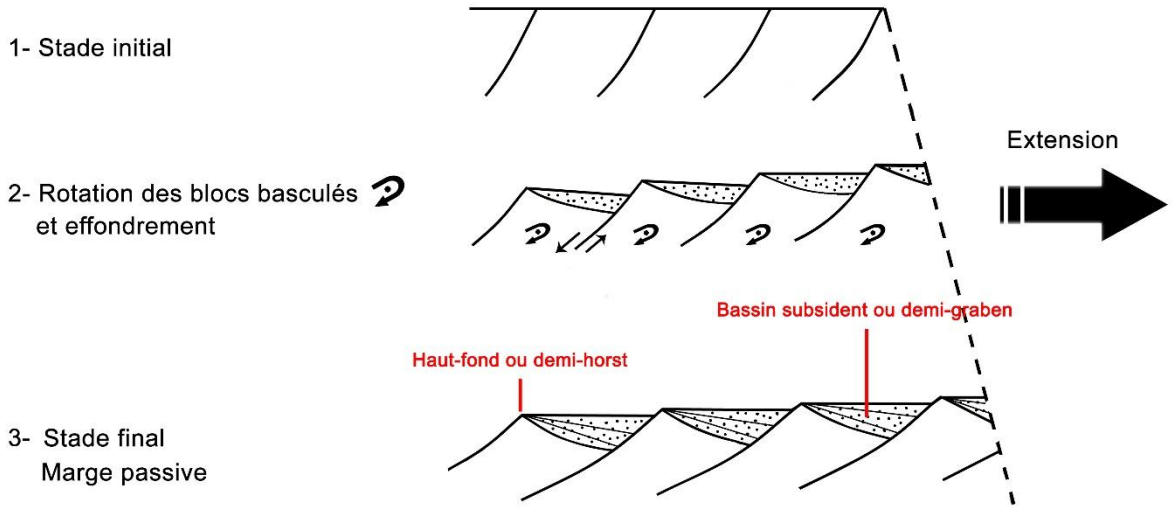


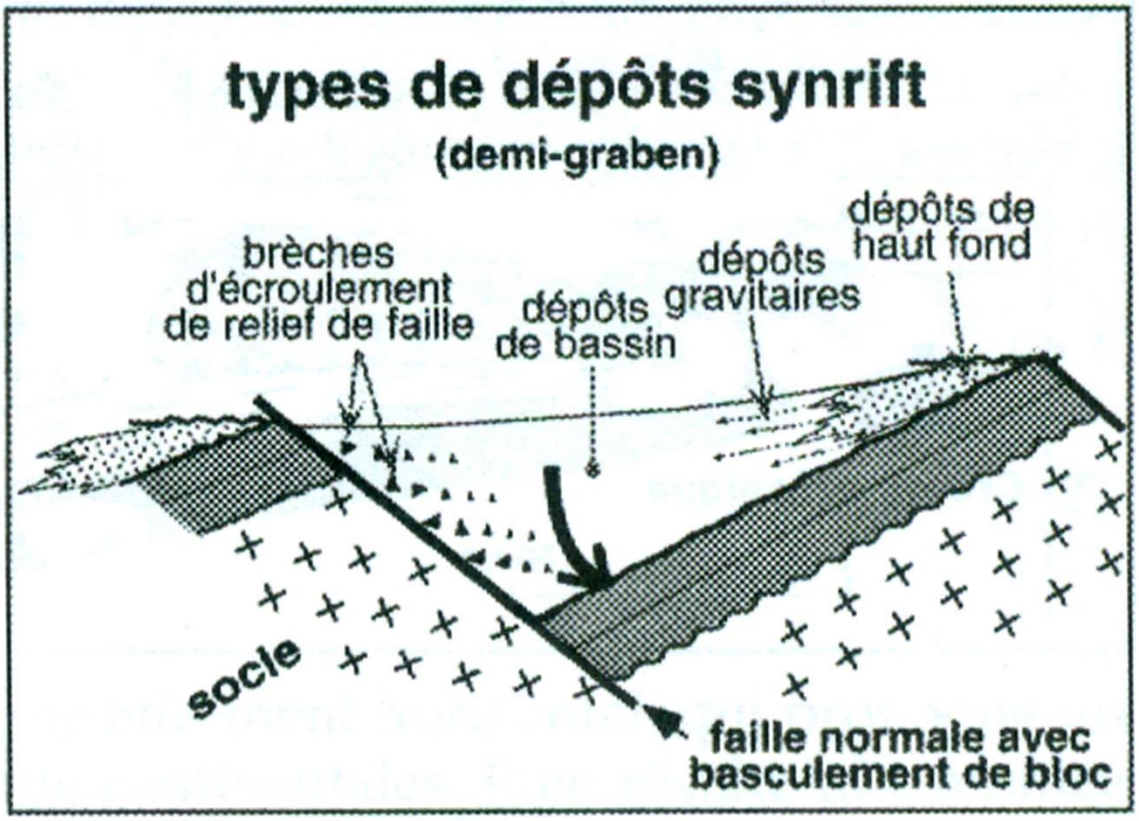
Le talus matérialiserait la faille normale ou la faille listrique

Extrait de « Le flysch » - CRDP de Toulouse - Novembre 1979

Le raisonnement précédent s'applique également au cas où la croûte continentale est découpée par des **failles normales listriques** (failles en forme de cuillère) **en blocs basculés**. Le basculement par rotation des blocs (modèle des « dominos » ou du « paquet de cartes » qui s'affaisse, voir schéma ci-dessous) engendre des hauts-fonds sur leurs parties surélevées ou demi-horsts et des bassins subsidents sur leurs parties abaissées ou demi-grabens.

NB : Des récifs peuvent se développer localement sur les hauts-fonds ou « nez » des blocs basculés.





Détail de la sédimentation dans un demi-graben

- Quant à l'apparition du volcanisme bi-modal, (filons de dolérite et de rhyolite à caractère de tholéites continentales au Cambrien supérieur), on a déjà donné son explication ; c'est une conséquence de l'amincissement de la lithosphère continentale sous le bassin. Et les failles normales ont servi à **l'ascension du magma acide provenant de la fusion partielle de la croûte continentale** et **du magma basaltique issu de la fusion partielle de la péridotite mantellique.**

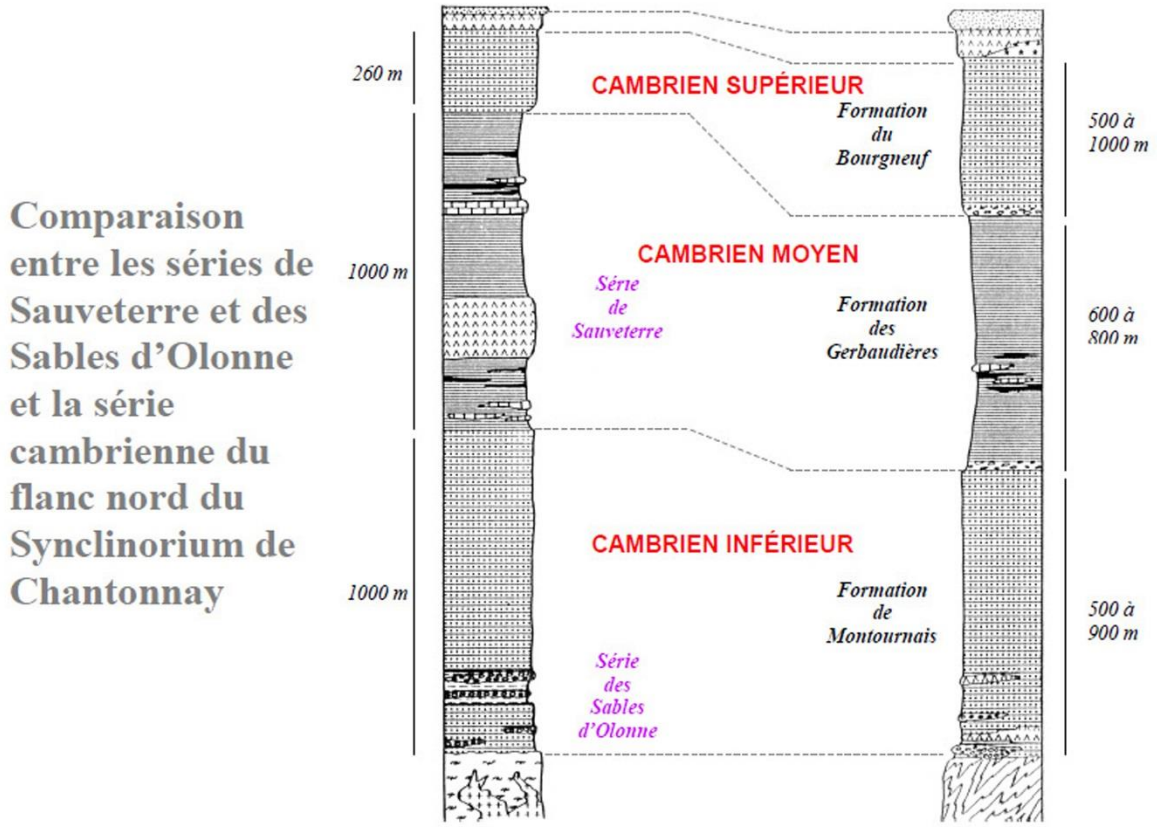
Le Synclinorium de Chantonnay appartient à une marge passive continentale en extension : la future marge armoricaine de l'Océan Centralien.

Au Cambrien inférieur et moyen, le Synclinorium de Chantonnay est donc un domaine de bassin subsident, installé sur une plateforme continentale, réceptacle des sédiments détritiques provenant de l'érosion des Mauges voisines.

Au Cambrien supérieur, ce domaine est étiré (rifting). La croûte continentale rigide est découpée en blocs qui jouent les uns par rapport aux autres ; en conséquence, la bathymétrie devient plus irrégulière. Ces mouvements tectoniques de failles ou de flexures déclenchent alors des courants de turbidité, des avalanches (= grain-flow) et des écroulements de brèches.

▪ Corrélation avec la Vendée littorale

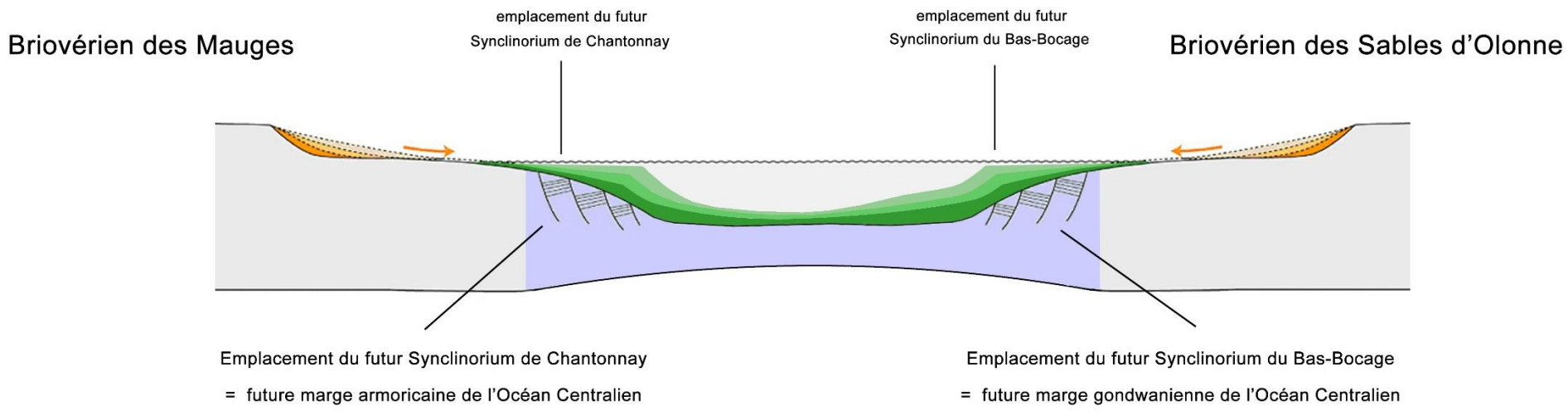
Le Cambrien du Synclinorium de Chantonnay a été corrélé avec le Cambrien des Sables d'Olonne et de Sauveterre, lui aussi compris entre le Briovérien de l' « Anticlinal des Sables d'Olonne » intrudé par le protolithe granodioritique de l'orthogneiss des Sables d'Olonne (- 540 Ma) et le « Grès armoricain » de l'Ordovicien inférieur du Bas-Bocage ; ces deux ensembles présentent en effet les mêmes faciès.



Document R. Wyns

On peut donc imaginer le symétrique du côté de l' « Anticlinal des Sables d'Olonne ».

Paléogéographie au Cambrien



Document HV

Du Cambrien supérieur, on passe en continuité à la « Formation des Ignimbrites et Rhyolites de La Châtaigneraie » de la limite Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur (Trémadocien).

La « Formation des Ignimbrites et Rhyolites de La Châtaigneraie » - Limite Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur (Trémadocien)

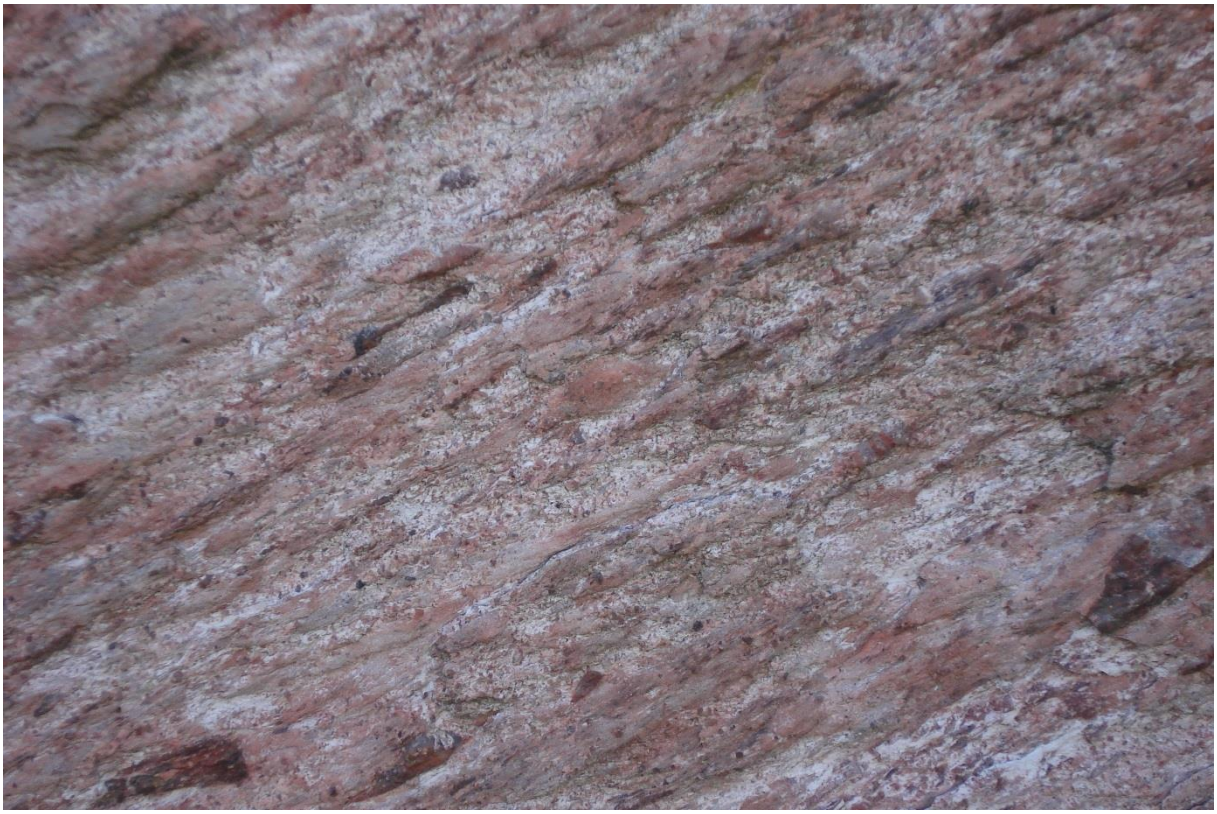
▪ Description

Ce complexe volcanique acide présente plusieurs faciès. On peut y distinguer :

- des ignimbrites rubanées,
- des ignimbrites flammées,
- des ignimbrites laves,
- des tuffo-ignimbrites,
- des volcanoclastites…

A cette énumération, on peut ajouter aussi la « Pierre réfractaire des Plochères » qui représente un faciès latéral de remaniement de ces volcanites (voir les deux photos ci-dessous).

Pierre des Plochères - faciès gris (Saint-Pierre-du-Chemin)



Pierre des Plochères - faciès rose (Saint-Pierre-du-Chemin)

Les ignimbrites dérivent de nuées ardentes au sens large et le faciès « ignimbrites flammées » résulte d'un soudage à chaud de fragments de verre au sein de ces nuées ardentes.

▪ Chimisme

Les ignimbrites sont riches en silice : plus de de 70% de silice, en moyenne 75%.

Elles ont un caractère fortement alumineux, voire hyperalumineux.

Le potassium (K_2O) domine le sodium (Na_2O) : K_2O / $Na_2O > 2$

Elles s'apparentent donc à des leucorhyolites potassiques.

Elles sont en même temps pauvres en FeO, MgO et CaO.

Tout cela indique que les ignimbrites proviennent d'une anatexie (= d'une fusion) partielle de la croûte continentale.

Cette fusion a été importante puisque ce ne sont plus quelques filons de rhyolite qui se forment comme au Cambrien supérieur mais des masses considérables d'ignimbrites s'étendant sur environ 70 km de longueur au cœur de l'anticlinal de La Châtaigneraie.

▪ Origine de ce volcanisme acide et paléogéographie

C'est l'extension qui se poursuit. Le manteau lithosphérique continue à s'amincir et surtout la croûte continentale ce qui favorise sa fusion.

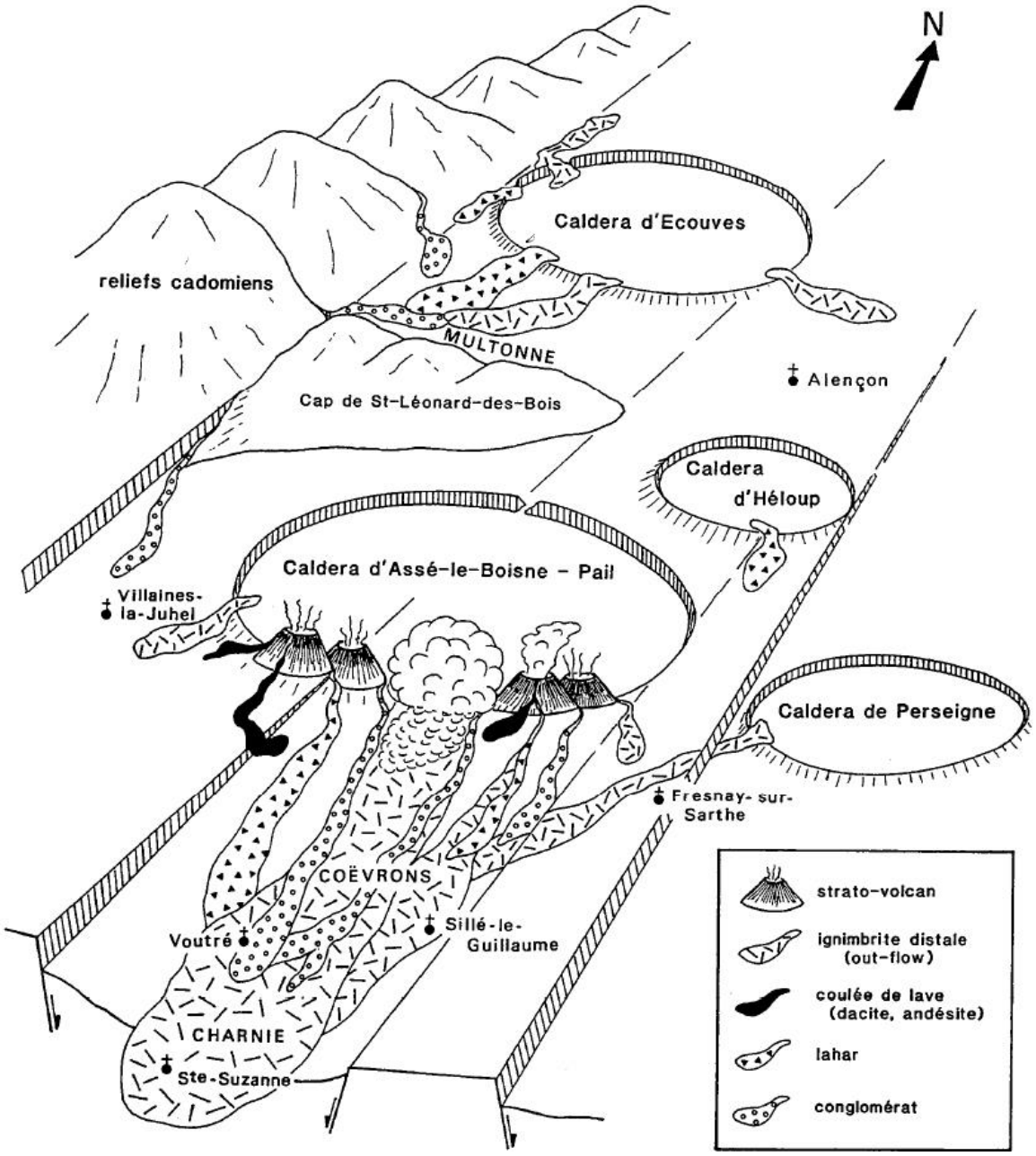
Ce volcanisme ignimbritique est d'autre part aérien puisqu'il a produit des nuées ardentes.

Au niveau de l'anticlinal de La Châtaigneraie, un ensemble de blocs crustaux, un horst a donc émergé : on pourrait parler d'une « Île de La Châtaigneraie » sur laquelle se serai(en)t mis en place le ou les édifices volcaniques producteurs des nuées ardentes.

Si l'on examine maintenant la répartition des faciès, on a constaté que selon l'axe Mouilleron-La Châtaigneraie, la série ignimbritique est puissante (épaisseur hectométrique à plurihectométrique), homogène et de faciès ignimbritique au sens strict alors que sur le flanc Nord du Synclinorium de Chantonnay, elle est d'épaisseur réduite (0 à 50 m) et de faciès très variés : rhyolites, cinérites, faciès résultant du remaniement des précédents (« Pierre des Plochères ») ou même lahars (lahar de La Coussaie).

Cela conduit à penser que les appareils ignimbritiques, qui pouvaient être des caldeiras, étaient alignés dans un fossé, une dépression tectonique au milieu du horst Mouilleron-La Châtaigneraie (= « Île de La Châtaigneraie ») ; là, s'immobilisaient, s'accumulaient les coulées pyroclastiques (ignimbrites vraies) alors que leurs projections pyroclastiques (bombes, lapillis, cendres…) voire aussi quelques coulées ignimbritiques et lahars s'écoulaient sur les côtés du horst, vers le Nord comme vers le Sud. Mais vers le Sud, ils ne sont pas connus.

Et par analogie avec le Cambrien inférieur du graben du Maine, on peut imaginer un paysage voisin de celui-ci-dessous.



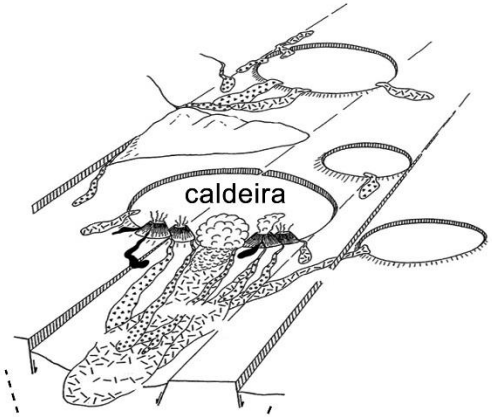
Document J. Le Gall

A la limite Cambrien-Trémadocien, une « Île de La Châtaigneraie » émerge, parallèle au rivage. Elle porte tout un alignement de caldeiras à volcanisme explosif et acide.

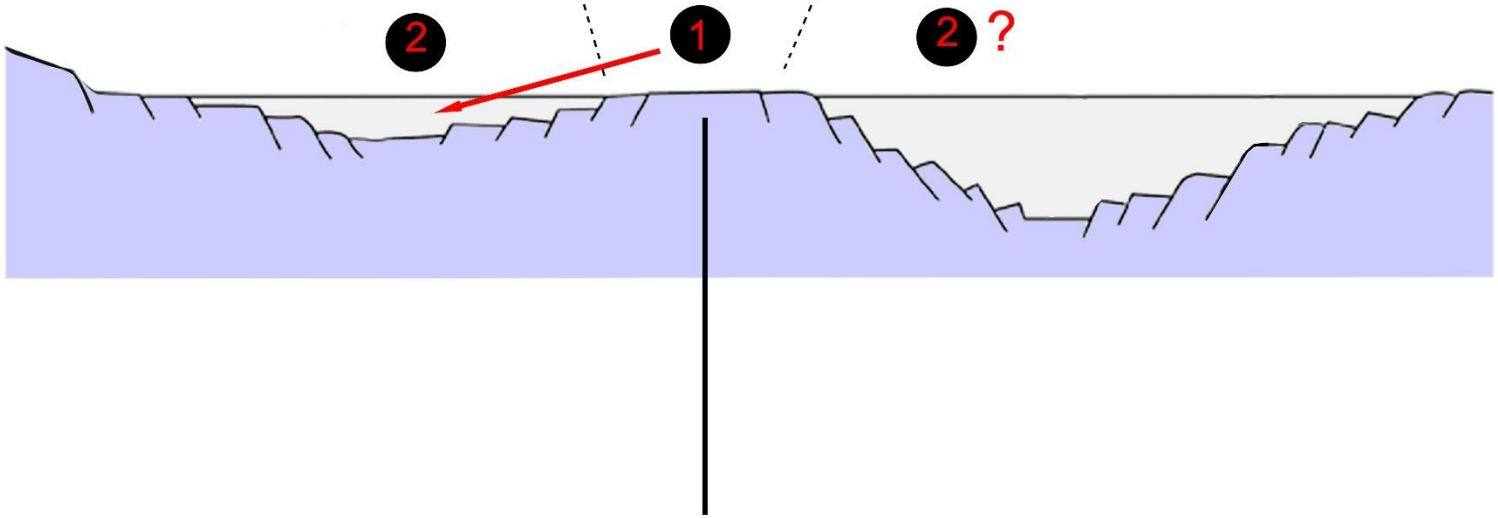
Le Synclinorium de Chantonnay au Trémadocien (Ordovicien inférieur)

2 Faciès variés (ignimbrites, rhyolites, cinérites, tuffites, lahars) et faciès de remaniement ("Pierres des Plochères") parfois dans l'eau

1 Ignimbrites-laves, ignimbrites rubanées, ignimbrites flammées, brèches ignimbritiques, rhyolites.



Briovérien des Mauges



"Île de La Châtaigneraie" à volcanisme aérien ignimbritique

Document HV

▪ Généralisation de ce volcanisme acide

- Ce volcanisme important à la limite Cambrien-Trémadocien, était déjà plus ou moins annoncé dans le Synclinorium de Chantonnay par les nombreux filons de rhyolite et de dolérite du Cambrien supérieur (« Membre du Busseau » dans les environs d'Antigny).

Et dans la région, il n'est pas isolé ! Il s'est aussi manifesté :

- **dans le Synclinal du Choletais** voisin où, au Cambrien moyen, se forme le Complexe volcano-plutonique de Cholet-Thouars (gabbros de Massais, rhyolites de Cholet, microgranite de Thouars, granodiorite de La Mouclerie) daté de - 520 Ma (datation U-Pb sur zircons par C. GUERROT) et caractérisé par un volcanisme bimodal à composante crustale et mantellique mis en place en domaine continental. Ce qui suggère la formation d'un « Rift du Choletais » qui a avorté et n'a jamais conduit à une océanisation.

- et dans le Bas-Bocage Vendéen

- les rhyolites de Sauveterre visibles sur le littoral (Cambrien supérieur),

- les rhyolites d'Olonne-sur-mer, du Château d'Olonne, de Talmont accompagnées de filons de dolérite d'âge Trémadocien (Ordovicien tout-à-fait inférieur),

- les Porphyroïdes (anciennes ignimbrites et rhyolites) de La Sauzaie à Brétignolles-sur-Mer, de La Chapelle-Hermier et de Mareuil-sur-Lay,

NB : Les Porphyroïdes de La Sauzaie, de La Chapelle-Hermier et de Mareuil-sur-Lay sont contemporains. Ces dernièrs avaient été datés à - 405 $\pm$ 5 Ma (U/Pb sur zircons par PEUCAT). Leur âge a été revu : - 477 $\pm$ 7 Ma pour les Porphyroïdes de La Sauzaie (U-Pb sur zircons par BÉCHENNEC) ou - 486 $\pm$ 4 Ma pour les Porphyroïdes de La Chapelle-Hermier (U-Pb sur zircons par BÉCHENNEC et COCHERIE) soit Trémadocien.

- les métavolcanites de l'Unité de Saint-Gilles qui seraient un équivalent latéral des Porphyroïdes précédents,

- le granite de l'Angle, intrusif dans les métasédiments et les métavolcanites de l'Unité de Saint-Gilles qu'il a métamorphisés, serait Ordovicien inférieur,

- Le granite de Mervent autrefois daté de - 446 $\pm$ 22 Ma (méthode Rb/Sr sur roche totale-VIDAL, 1976) et maintenant de - 486 $^{+15}/_{-11}$ Ma (H. DIOT) ou - 495 $^{+37}/_{-14}$ Ma (C. GUERROT), âge qui indique une mise en place à l'Ordovicien inférieur.

On pourrait également ajouter deux autres formations à la liste :

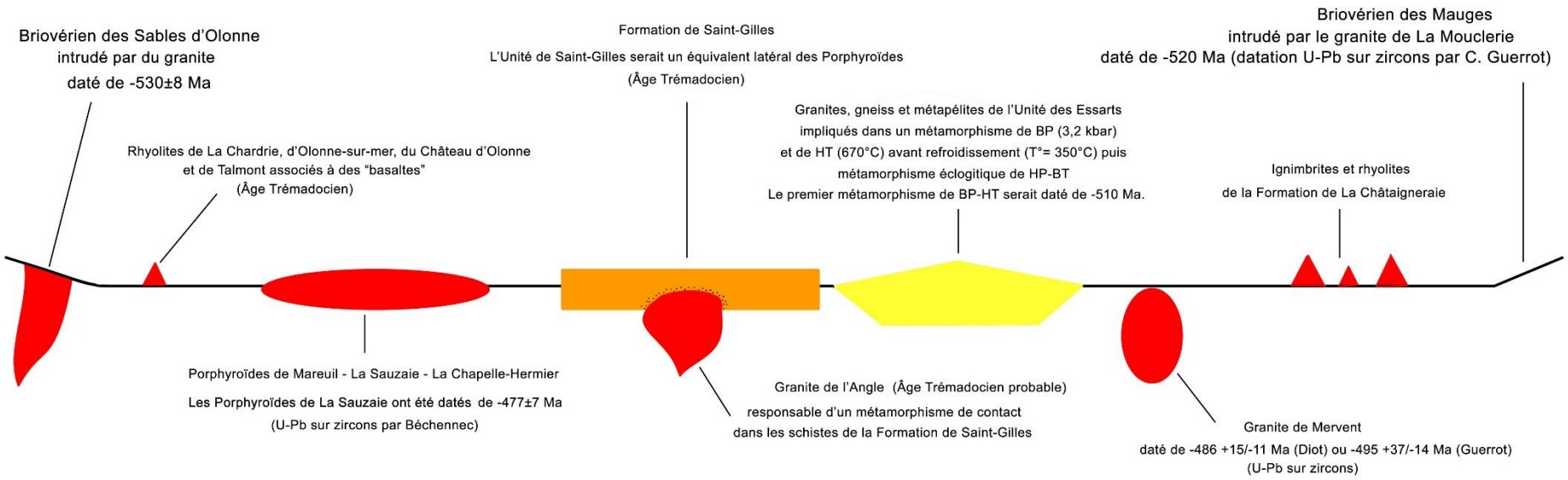
- Le Complexe des Essarts qui renferme les éclogites est un véritable mélange tectonique où l'on trouve à côté des amphibolites et des éclogites d'origine océanique des roches continentales (gneiss, granites) qui ont subi avant le métamorphisme éclogitique de HP-BT un métamorphisme de BP-HT (présence de cordiérite). Ce métamorphisme, pense-t-on, aurait eu lieu vers - 500 Ma donc près de la limite Cambrien-Trémadocien.

- Le granite de Montaigu, daté de - 488 $\pm$ 12 Ma.

Quand on voit tout ça, une conclusion s'impose. Tout le domaine continental compris entre les domaines briovériens des Mauges et de l' « Anticlinal des Sables d'Olonne » est en expansion généralisée. On peut maintenant véritablement parler de rifting.

Les sédiments cambriens et de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien) seraient syn-rift.

La Vendée entre Briovérien des Mauges et Briovérien des Sables d'Olonne au Trémadocien (Ordovicien inférieur)



Document HV

Le Domaine Vendéen est un véritable rift.

Arrêt 3 : Les « Quartzites de La Châtaigneraie » de la carrière de La Boissière

- ### Le fond de la carrière : les « Quartzites de La Châtaigneraie »

Les roches que l'on voit ici sont d'âge Arénigien (= Floien) c'est-à-dire Ordovicien inférieur.

L'affleurement présente une alternance régulière de strates à galets pluricentimétriques, blancs, ressemblant à de véritables dragées (= poudingues) liés par une matrice quartzarénitique (aspect de grès, de sable plutôt grossier) et de strates de grès et silts fins.