

Sortie géologique

dans l'Unité Sud du Haut-Bocage Vendéen

Dimanche 30 Avril 2017

avec **Didier PONCET, Géologue,**
Responsable de la Réserve Naturelle du Toarcien
et du Centre d'interprétation géologique du Thouarsais (79)

INTRODUCTION

1. Localisation géographique

La totalité de la sortie s'est déroulée en Gâtine* poitevine. Elle aurait dû se poursuivre jusque dans les « Collines vendéennes » près de Saint-André et de La Forêt-sur-Sèvre mais une météo très défavorable nous a conduits à l'interrompre à l'heure du pique-nique !

Le pays de la Gâtine poitevine ou de Parthenay correspond en gros au tiers central du département des Deux-Sèvres. C'est une région vallonnée et bocagère qui constitue le prolongement naturel, vers le Sud-Est, de nos « Collines vendéennes ».

Comme dans ces dernières, l'altitude moyenne de la Gâtine est de l'ordre de 200 mètres ; elle culmine au Terrier de Saint-Martin-du-Fouilloux au Sud-Est de Parthenay à 271 mètres.

L'eau y est également omniprésente et pour deux raisons essentielles :

- la Gâtine constitue une barrière pour les vents chargés de pluies venant de l'Atlantique,
- et de nature plutôt granitique, les altérites argileuses et les arènes granitiques du sol jouent le rôle d'éponge au-dessus de la roche-mère et imperméables, retiennent l'eau en surface.

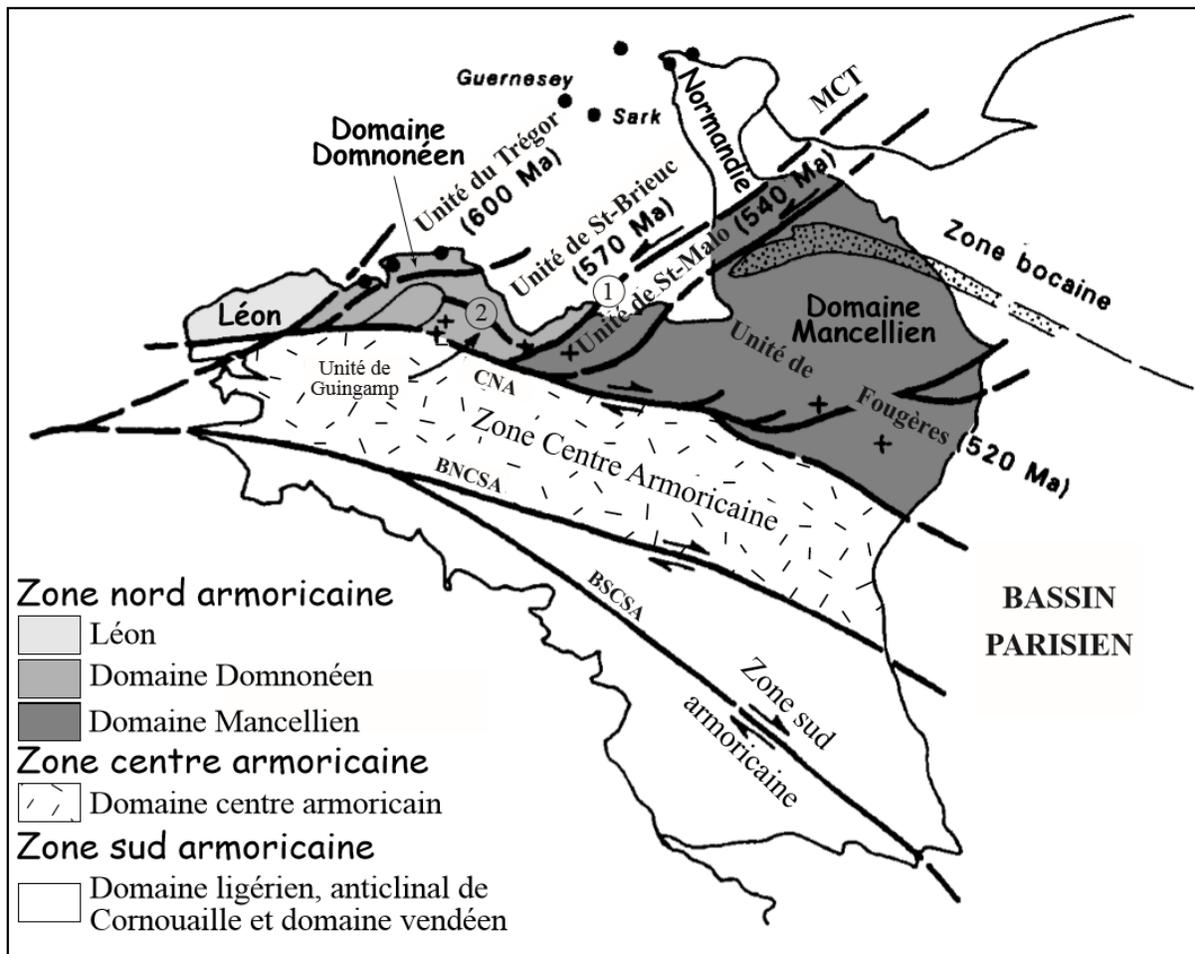
Aussi, constitue-t-elle le « château d'eau » du Poitou : la Sèvre nantaise et le Thouet au Nord-Ouest, la Vendée, l'Autize et le Chambon, affluents de la Sèvre niortaise, au Sud, la Vonne et l'Auxance, affluents du Clain, à l'Est, y prennent leur source.

Les ruisseaux composent un réseau dense ; les mares et les étangs, souvent consacrés à la pisciculture, sont innombrables.

*Gâtine : de « *guastine* », terme issu de l'ancien français « *guast* » signifiant terrain inculte.

2. Cadre géologique régional

Géologiquement, la Gâtine poitevine et les « Collines vendéennes » appartiennent toutes deux au Massif armoricain et plus précisément au Domaine vendéen (figure 1).



Document C. Cartier modifié

Figure 1 : Les grands domaines géologiques du Massif armoricain

CNA : Cisaillement nord-armoricain
CSA : Cisaillement sud-armoricain
BNCSA : Branche Nord du CSA
BSCSA : Branche Sud du CSA

Comme le montre la figure 1 ci-dessus, le Massif Armoricain est découpé en 3 zones :

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

séparées les unes des autres par de **grands accidents tectoniques cisailants à jeu dextre**.

L'accident le plus septentrional : le **Cisaillement Nord-Armoricain (CNA)**, orienté Ouest-Est, sépare les zones Nord-Armoricaine et Centre-Armoricaine.

Le second, plus complexe, sépare la zone Centre-Armoricaine de la zone Sud-Armoricaine : c'est le **Cisaillement Sud-Armoricain (CSA)**. Son allure est plus complexe.

Il se divise en effet en deux branches :

- une **branche Nord (BNCSA)** orientée N110 qui longe les Landes de Lanvaux et limite au Nord le Domaine ligérien contenant l'Unité de Saint-Georges-sur-Loire,
- et une **branche Sud (BSCSA)** orientée N140 à terminaison en « queue de cheval » (figure 2) :

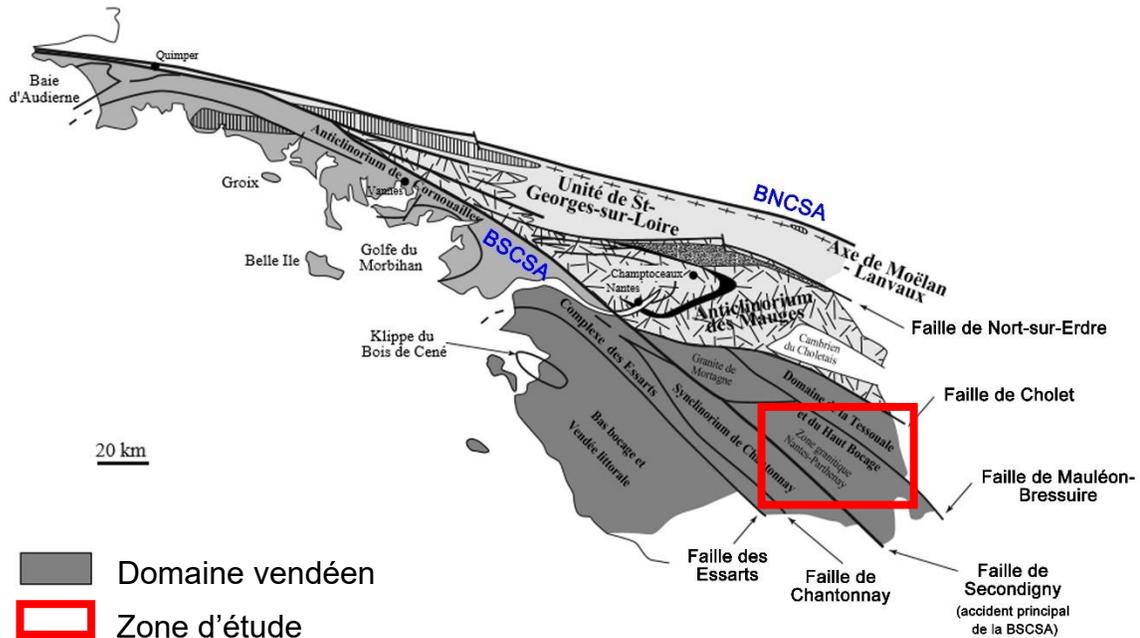
Au Nord de Nantes, à hauteur de Nort-sur-Erdre, la BSCSA donne naissance à la faille de Nort-sur-Erdre se prolongeant plus à l'Est par la faille du Layon-Loudun qui sépare le Domaine ligérien au Nord de l'ensemble Complexe de Champtoceaux - Domaine briovérien des Mauges - Unité du Choletais au Sud.

Puis à Nantes même, elle se divise à nouveau en deux autres accidents :

- la faille de Clisson - Cholet de direction N110 entre le Domaine briovérien des Mauges et l'Unité du Choletais au Nord et l'Unité du Haut-Bocage vendéen au Sud,
- et la faille de Secondigny entre l'Unité du Haut-Bocage vendéen et le Domaine central vendéen (Unité de Chantonnay).

Le Haut-Bocage vendéen est lui-même divisé en une unité Nord (Domaine de La Tessouale) et une unité Sud (Zone granitique Nantes-Parthenay) par la faille de Mauléon-Bressuire-Vasles.

La Gâtine poitevine se situe dans l'Unité Sud du Haut-Bocage vendéen.



Document C. Cartier

Figure 2 : Localisation de la Gâtine poitevine dans le Domaine vendéen

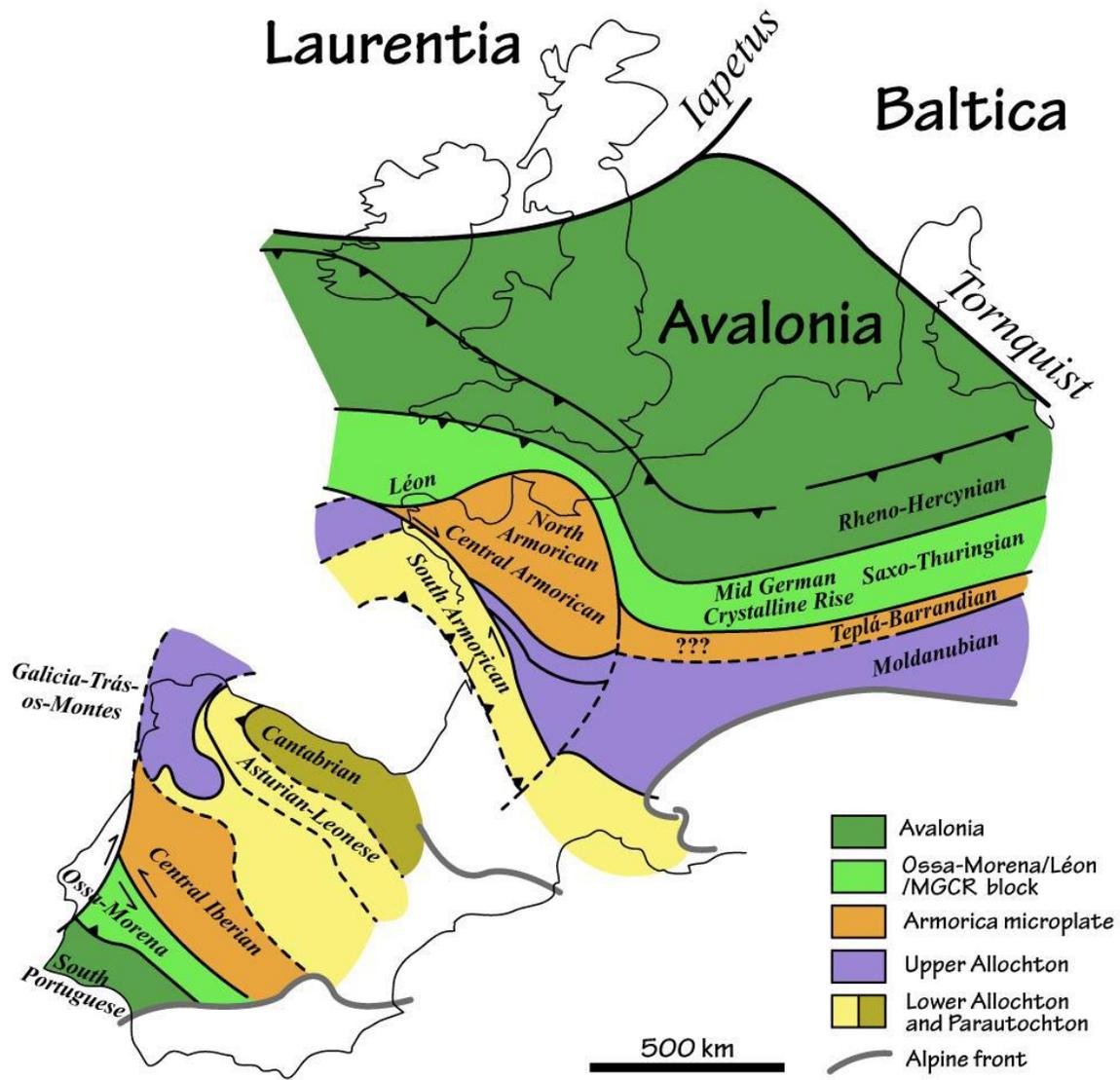
3. Reconstitution rapide de l'histoire de la formation de l'orogène varisque (ou hercynienne) à l'échelle du globe

Le Golfe de Gascogne (ou de Biscaye) tel que nous le connaissons aujourd'hui est de formation relativement récente !

Sa formation a débuté au Jurassique inférieur (et certainement dès le Permo-Trias) par étirement de la croûte continentale de la Pangée 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 (anomalie magnétique 33). Au Campanien, il y a environ 75 Ma, l'Ibérie était éloignée de 200 km du Massif Armoricain et se trouvait à environ 100 km au Sud de sa position actuelle. Le pré-Golfe de Gascogne est né !

Mais avant la formation du Golfe de Gascogne, l'Ibérie était soudée au Massif armoricain et comme lui, a subi elle aussi l'orogénèse varisque.

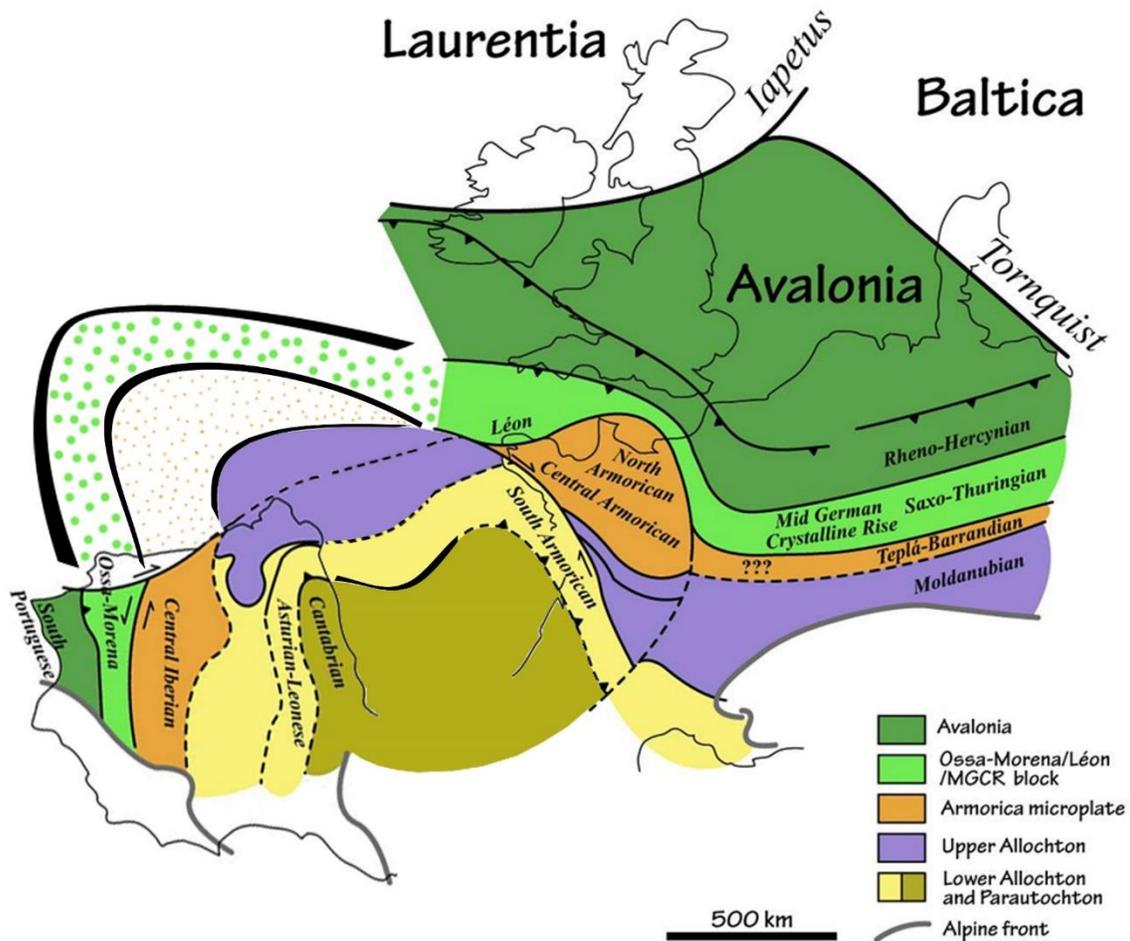
On a en effet mis en évidence en Espagne et au Portugal de grands domaines hérités de cette orogénèse varisque : en allant du Sud vers le Nord (voir figure 3), le Domaine Centro-Ibérique, le Domaine de Galice-Trás-os-Montes et le Domaine Asturien-Léonien qui ont enregistré les mêmes événements géologiques que les Domaines Nord, Centre et Sud-Armoricains (voir figure 1) 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.



Document C. Cartier

Figure 3 : Les grands domaines géologiques de l'Ibérie et du Massif armoricain

Si l'on referme maintenant le Golfe de Gascogne, ce qui revient à remettre l'Ibérie dans la position qu'elle occupait à la fin de l'orogénèse varisque, il y a 300 Ma, on constate alors que la chaîne varisque dessinait un arc en tout point comparable à l'arc alpin ou à l'arc himalayen formés à l'Ère Tertiaire (figure 4).



Document C. Cartier

Figure 4 : Position de l'Ibérie et du Massif armoricain à la fin du Carbonifère, il y a 300 Ma

Cette forme caractéristique en arc des chaîne alpine ou 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 : fermeture 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 (figure 5).

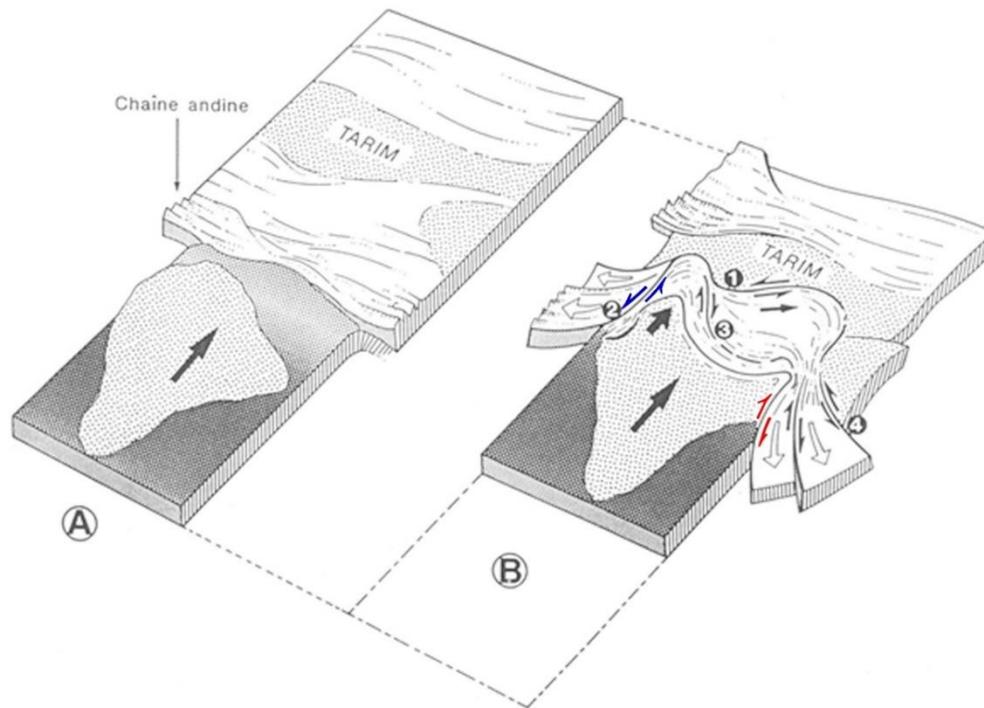


Figure 5 : Poinçonnement de l'Inde dans la plaque eurasiennne

Remarquons sur la figure (B) près de ④ des cisaillements dextres (flèches rouges) identiques à ceux que l'on observe au niveau du Massif armoricain et en ② des cisaillements senestres (flèches bleues) comme on en a mis en évidence dans la péninsule ibérique.

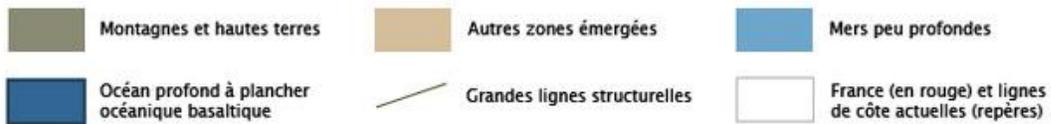
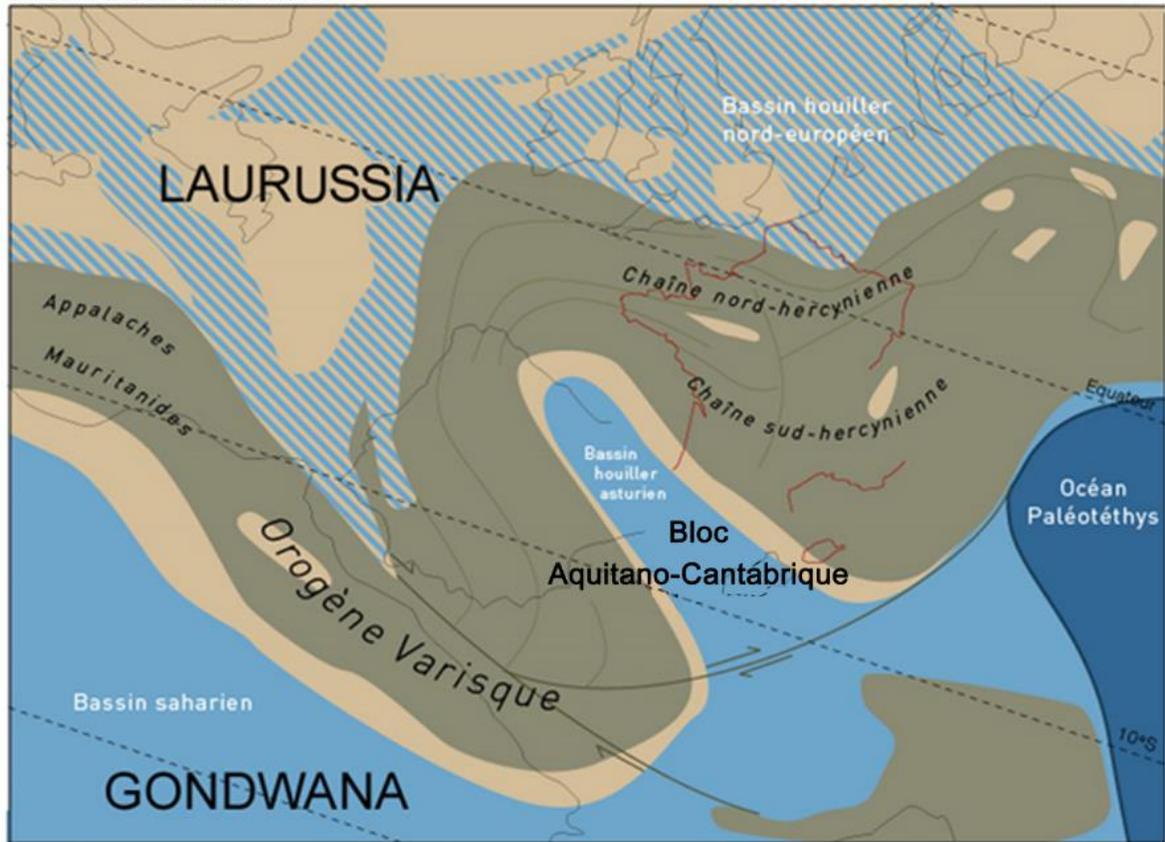
La formation de l'arc varisque Ibéro-Armoricain s'explique donc de la même façon que la formation de l'arc alpin ou de l'arc himalayen. Il y a eu poinçonnement d'une plaque : le bloc Aquitano-Cantabrique dans la micro-plaque Ibéro-Armorica avec fermeture d'un océan : l'océan Centralien (ou Galice-Massif Central ou Médio-Européen !...).

A plus grande échelle, le bloc Aquitano-Cantabrique était une dépendance, un promontoire d'un gigantesque supercontinent : le Gondwana.

De même, la micro-plaque Ibéro-Armorica ou tout simple Armorica appartenait au supercontinent Laurussia (Laurentia + Baltica) qui venait de s'agrandir suite à la fermeture de l'Océan Rhéique et à l'accolement de la microplaque Avalonia (figures 6 et 7).

La chaîne varisque est donc une chaîne de collision qui résulte de l'affrontement de deux supercontinents : le Gondwana et la Laurussia. Et cela suffit à expliquer ses dimensions gigantesques : rien qu'en Europe, elle s'étend sur près de 5000 km de long (du Sud de l'Espagne jusqu'au Caucase) pour 700 km de largeur ! Elle se prolonge ensuite vers l'Ouest dans les Appalaches (Amérique du Nord) et dans les Mauritanides (Afrique du Nord) - (figure 7).

CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR- 310 MA



Document Wikipedia

Figure 6 : Poinçonnement de la plaque Aquitano-Cantabrique, dépendance du Gondwana dans la plaque Laurussia

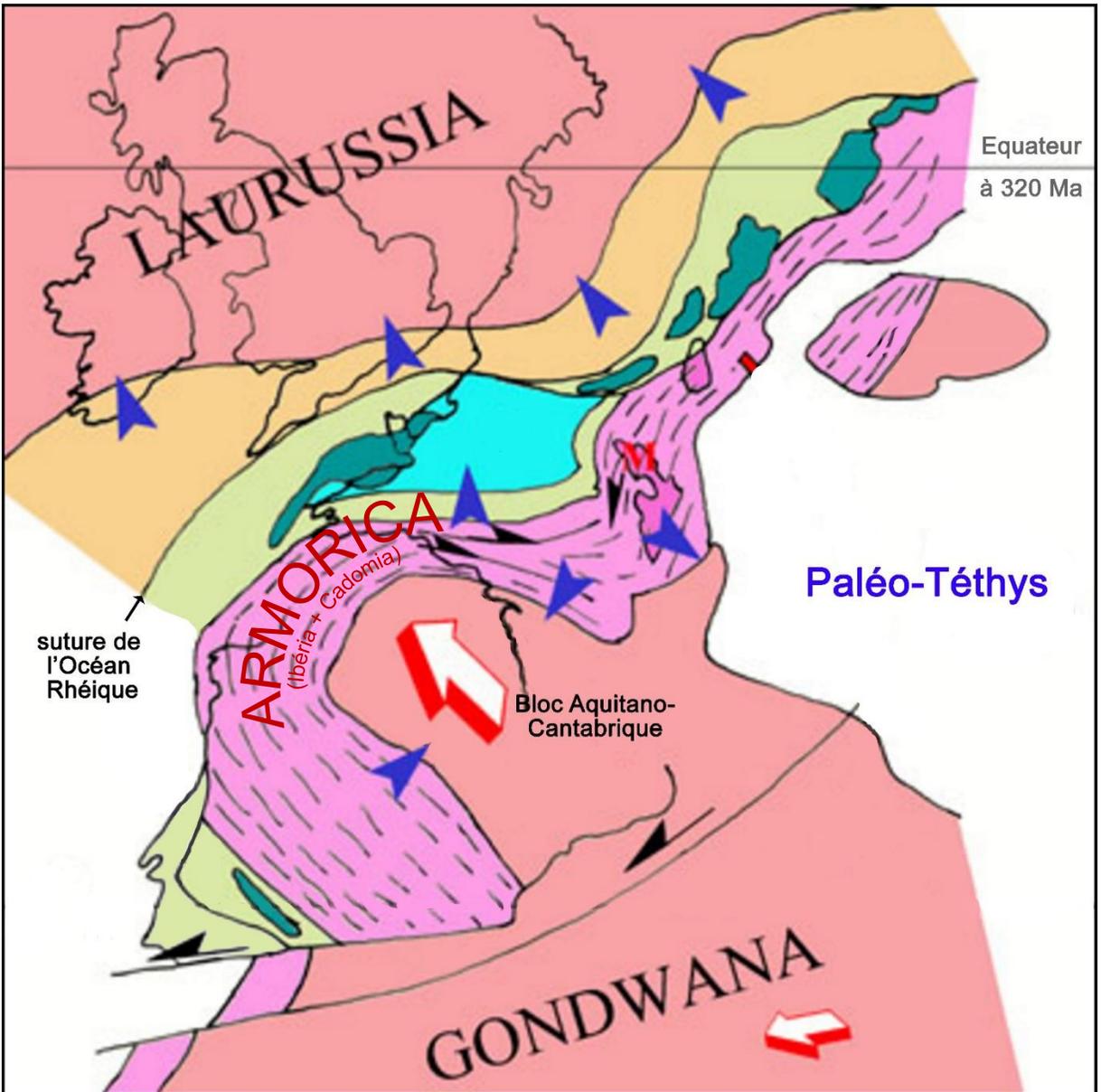


Figure 7 : Formation de la Chaîne varisque (en mauve) par subduction du bloc Aquitano-Cantabrique (dépendance du Gondwana) sous la micro-plaqué Armorica (en bleu, vert clair et vert foncé), dépendance du supercontinent Laurussia

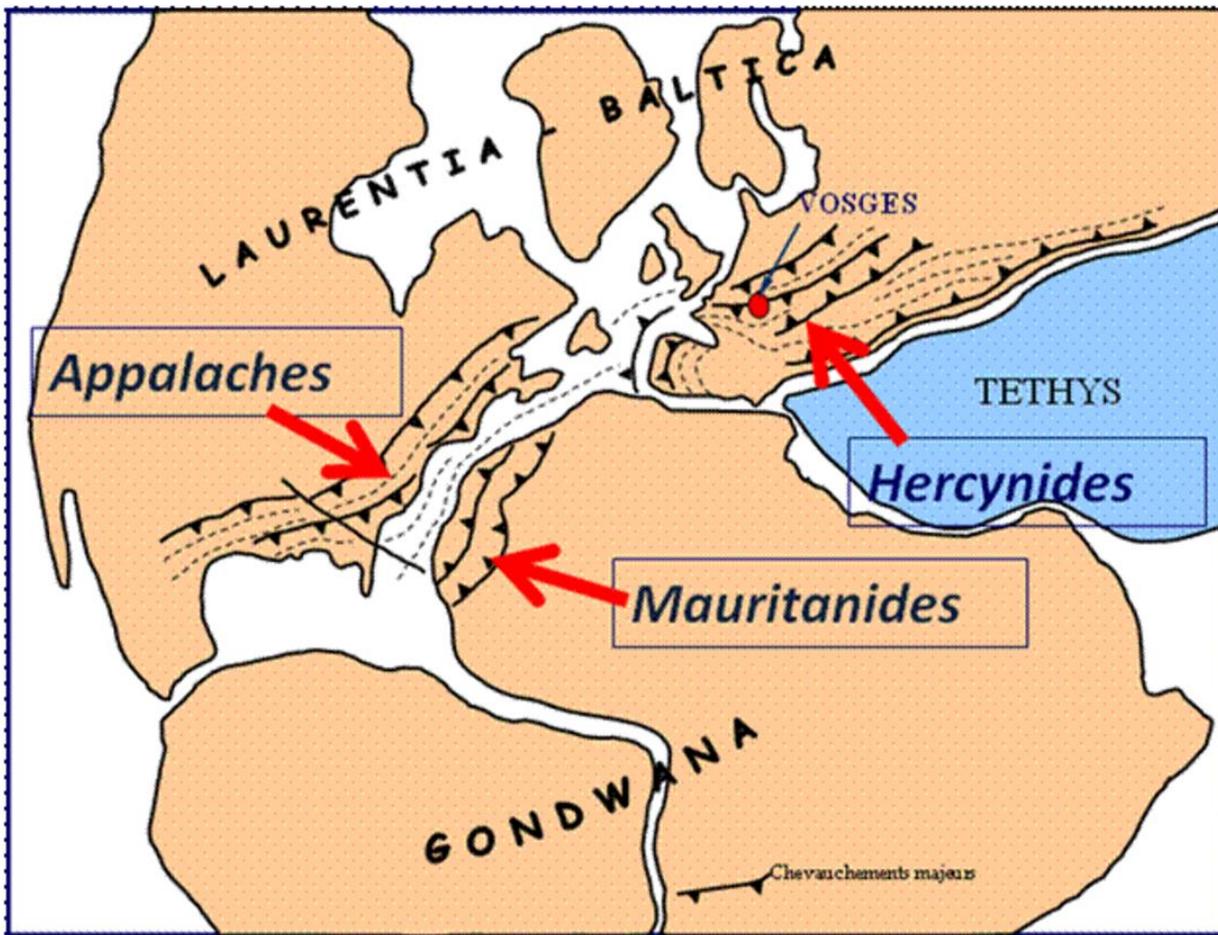


Figure 8 : Extension de la Chaîne varisque à la surface du globe

4. L'orogène varisque dans le Domaine vendéen

Dans le Domaine vendéen, le Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts à éclogites et amphibolites (figure 9) dérive d'une ancienne croûte océanique qui a subducté jusqu'à 60 km de profondeur au Paléozoïque inférieur. Elle représente la suture de l'Océan Centralien.

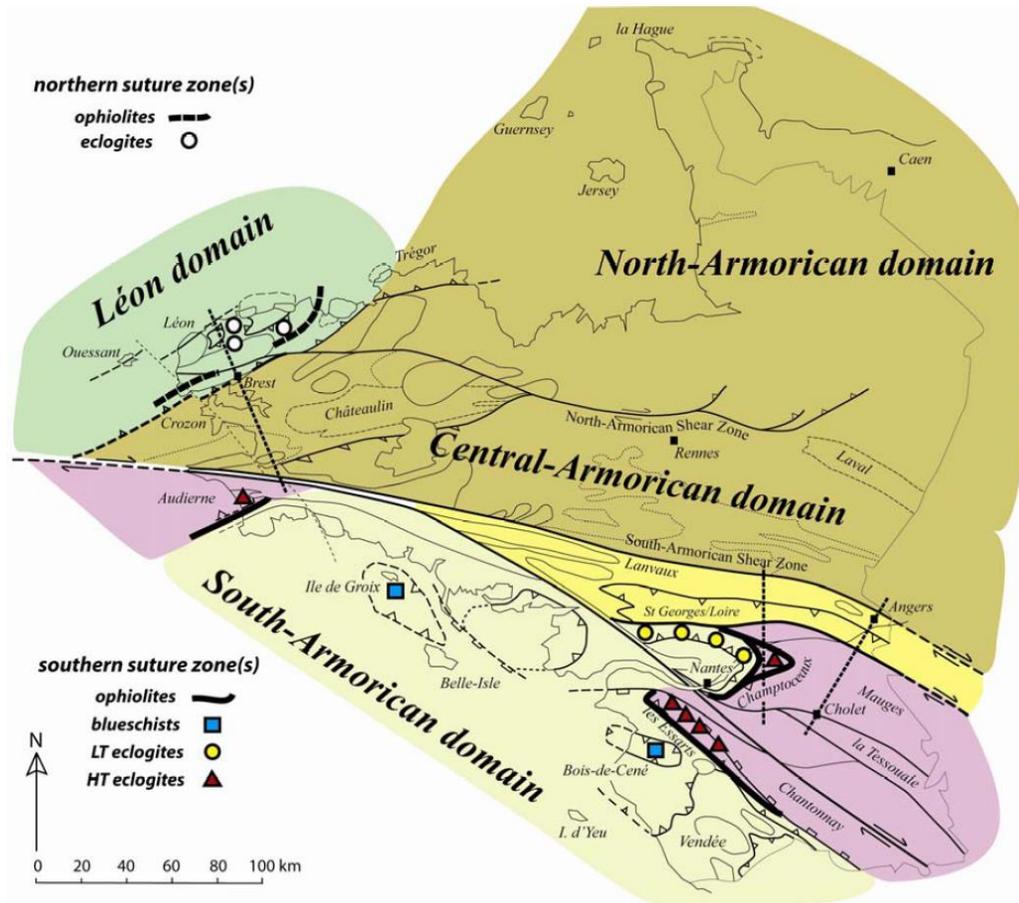


Figure 9 : Localisation du Complexe métamorphique de HP-BT des Essarts

En conséquence et pour simplifier, tout le Bas-Bocage vendéen appartiendrait à la marge Nord du Gondwana et le Domaine Central vendéen (Synclinorium de Chantonney) et le Haut-Bocage vendéen à la marge Sud d'Armorica.

En fait, les choses ne sont certainement pas aussi simples car des cisaillements importants ont eu lieu au Carbonifère qui ont déplacé les différents domaines les uns par rapport aux autres et chaque domaine, chaque unité raconte une histoire qui lui est propre.

« Si l'histoire géologique et tectonométamorphique de chacune des unités est assez bien comprise, les rapports entre elles nous échappent presque totalement. Selon les conceptions mobilistes en vigueur, elles pourraient s'être formées à plusieurs centaines de kilomètres de distance, avant d'avoir été juxtaposées par la tectonique au cours de l'orogénèse hercynienne. Nous devons les considérer comme les éléments d'une giga-brèche tectonique constituée au Paléozoïque supérieur. Aujourd'hui, elles nous apparaissent comme les pièces éparses d'un puzzle incomplet. »

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

« 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 éparées 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 méta-granite 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 corréliser.

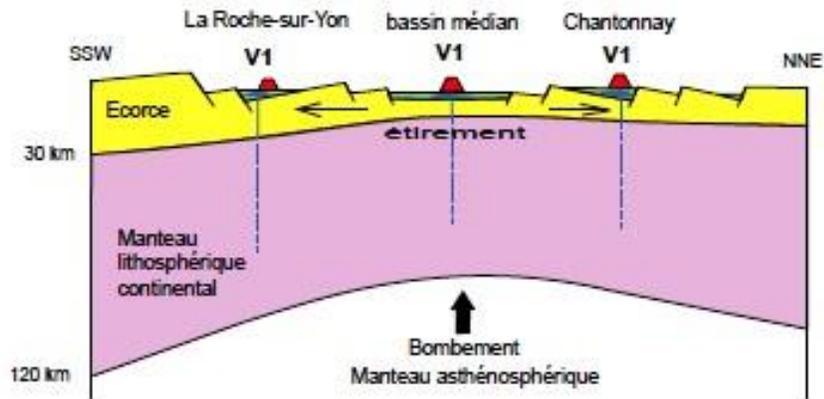
Faire des transects des Sables-d'Olonne aux Mauges peut avoir un certain sens, car cela contribue à donner une image de l'allure générale de la chaîne, mais ce ne peut pas être la réalité, laquelle nous échappe forcément.

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. »

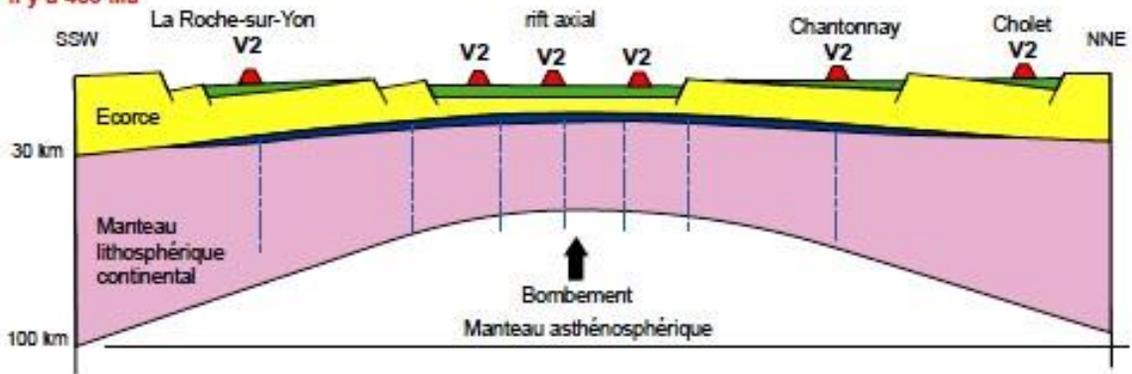
Gaston Godard

La figure 10 suivante illustre les grandes lignes de l'histoire géologique du Domaine vendéen.

CAMBRIEN étirement de l'écorce et formation des bassins
vers - 500 Ma volcanisme V1 dû au bombement du manteau

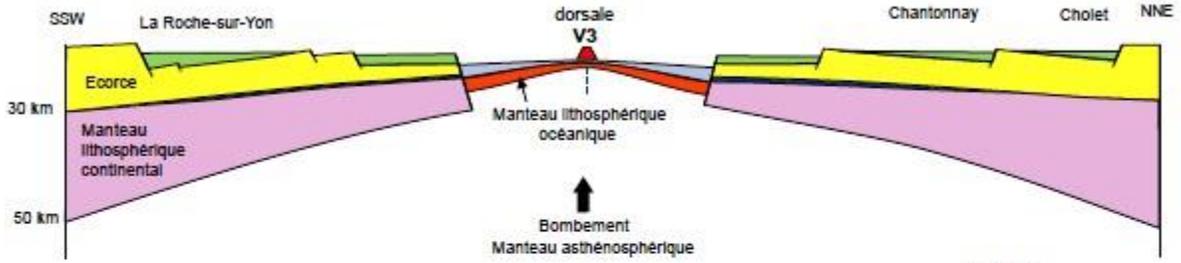


ORDOVICIEN Inférieur rifting - sous-placage magmatique - fusion crustale V2
il y a 485 Ma



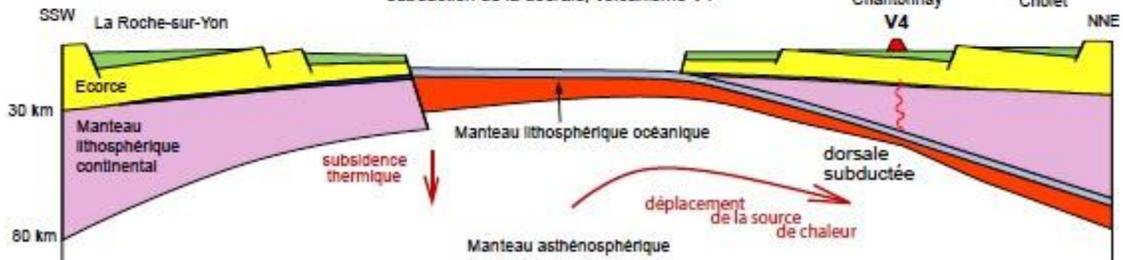
SILURIEN
vers - 430 Ma

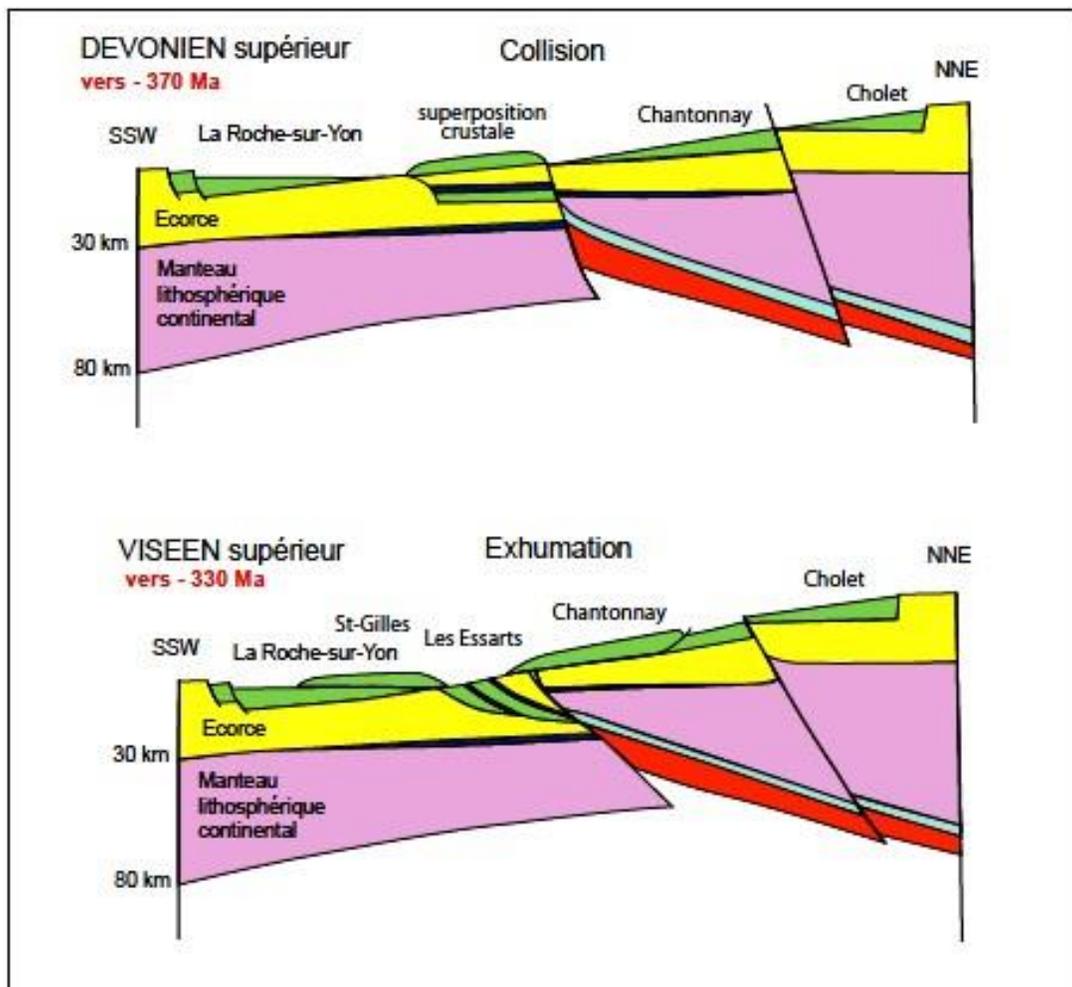
ouverture de l'océan sud-armoricain dans le rift axial
création du plancher océanique V3
séparation de la plaque Armorica



DEVONIEN moyen
vers - 390 Ma

Subduction
océan sud-armoricain en cours de fermeture
subduction de la dorsale, volcanisme V4





Document André Pouclet (2016)

Figure 10 : Transects dans le Domaine vendéen entre Les Sables d'Olonne et Cholet à différentes périodes du Paléozoïque

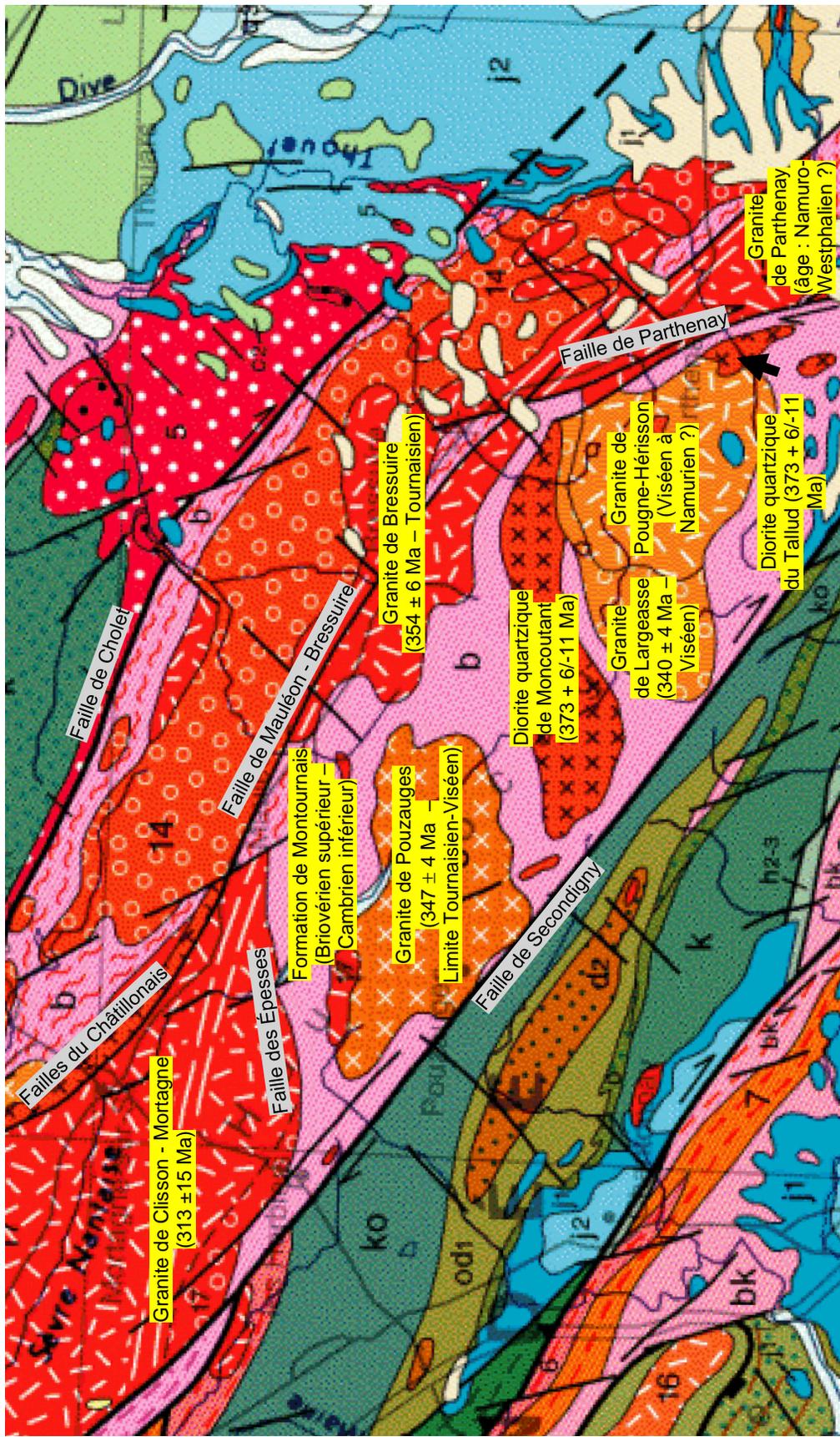


Figure 11 : Carte géologique du Haut-Bocage vendéen

LA GÉOLOGIE DE L'UNITÉ SUD DU HAUT-BOCAGE

Arrêt 1 : La Morelière (Commune de Largeasse)

Le Massif de granite de Largeasse : âge viséen (340 ± 4 Ma – U/Pb sur zircons)

1. Histoire du site

Le site a connu sa notoriété quand, en 1980, le Gouvernement a chargé le BRGM de prospector différentes régions de France pour envisager un confinement profond des déchets nucléaires à longue durée de vie.

La région de Neuvy-Bouin (79) avait été sélectionnée parce que cartographiquement le massif granitique de Neuvy-Bouin ne présentait aucune déformation superficielle : sur la carte géologique de Moncoutant au 1/50 000^{ème}, il apparaît effectivement bien circulaire et non faillé.

A partir de 1983, des travaux sont donc menés pour le compte de l'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) par divers organismes (BRGM, CREGU et CRPG, université de Poitiers...) : étude cartographique, pétrographique et structurale du pluton, contexte structural du pluton, géochimie (éléments majeurs et éléments traces) et datations (U-Pb sur zircons) des granitoïdes du Haut-Bocage vendéen.

En mars 1987, le site figure parmi les quatre finalement retenus dans la phase suivante de l'expérimentation.

L'annonce rencontre presque immédiatement une forte opposition des citoyens locaux.

Deux associations se créent, le CIAD (Comité intercommunal d'action et de défense) et le GRANIT (en référence à la nature géologique du sol dans cette région).

Dans cette région de bocage, la mobilisation se structure autour de la paysannerie. C'était une véritable jacquerie.

« Des blocs de granite ont été utilisés pour murer des accès, une caravane est restée campée en observation durant 14 mois sur le site et tous les mouvements de l'ANDRA étaient épiés. Leurs locaux ont été vidés, murés, goudronnés, emplumés. La population était rapidement mobilisée avec le réseau téléphonique... Le blocage était tel que les CRS et les engins de construction ne pouvaient passer sauf le bus scolaire. Les élus venaient s'ils en avaient envie. Il est vrai qu'avec les élections, ils finissaient par le faire, sinon ils étaient sanctionnés. Il n'y a pas eu de revendication politique du mouvement. Les Verts se sont joints mais à titre personnel. »

Document Wikipedia modifié

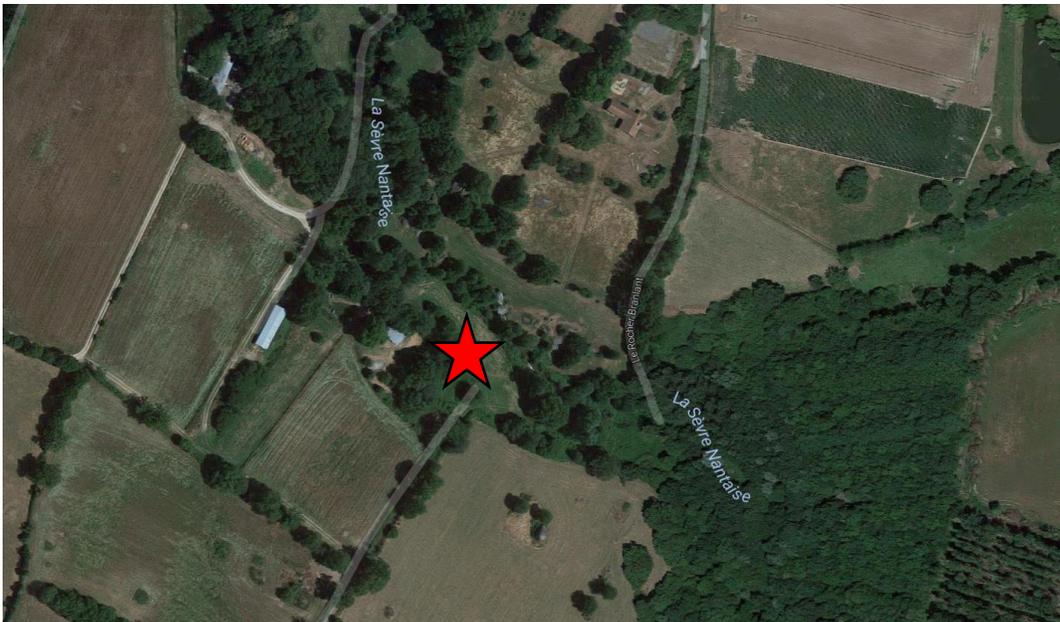
Après trois ans de lutte intense, le Premier Ministre, Michel Rocard, adopte un moratoire en 1990. L'année suivante, la loi Bataille se veut une réponse politique et législative à l'échec des premières expérimentations de l'ANDRA. Mais le site de Neuvy-Bouin ne sera dès lors plus inquiété, la prospection s'orientant à la fin des années 1990 vers le site de Bure dans l'Aube.

Le mouvement des protestataires a utilisé la loi de 1930 sur la protection des sites pittoresques pour créer le bâtiment d'accueil de La Morelière à proximité d'un chaos granitique très pittoresque, objet de notre visite.



Le bâtiment d'accueil du « Jardin des Chirons » de La Morelière

Le « jardin des chirons » de la Morelière, situé en bordure immédiate de la Sèvre Nantaise et non loin de ses sources, est en effet célèbre dans la région pour son « Rocher branlant », bloc de granite bien rond posé en équilibre sur un autre bloc enterré dans le sol : il bougerait si on le pousse mais sans jamais tomber de son piédestal !



Localisation du « Jardin des Chirons » à La Morelière (Image Google Earth)



Le groupe de l'AVG sur le parking du « Jardin des Chirons »

En Gâtine, le « chiron » (appellation locale pour désigner des boules de granite qui émergent du sol) est un élément très présent dans la nature, autour duquel se sont imaginées de nombreuses légendes et histoires mystérieuses.

Souvent, ces légendes mettent en scène un ermite ou des animaux tel le boeuf, symbole de fécondité, et l'eau intarissable aux vertus bienfaitrices.

Les traditions locales précisent que les rochers branlants ont pu servir de « Pierres de Jugement ». Les femmes accusées d'adultère étaient lavées de ce soupçon si elles parvenaient à mettre en branle l'une de ces pierres...

2. Le granite de Largeasse

a) Description

A l'œil nu

C'est un granite de teinte gris-bleuté, à texture équante et à faciès franchement porphyroïde.

Les grains de quartz dont l'aspect rappelle celui du gros sel sont de taille moyenne (3-5 mm) et globuleux, en relief.

Le feldspath potassique (microcline), blanc, forme des méga-cristaux quadrangulaires automorphes de 20 à 50 mm de long (et jusqu'à 70 mm). Ils sont maclés Carlsbad et présentent le quadrillage du microcline.

La biotite, en paillettes brillantes noires, semble moins développée et la muscovite (mica blanc) absente.



Boule de granite de Largeasse



Vue rapprochée



Détail

Les quartz sont en relief, les feldspaths en creux. Les biotites sont de petite taille.

En lame mince

Sa composition minéralogique comprend : quartz + microcline + plagioclase [An20-30] + biotite + apatite + zircon ± épidote (pistachite).

La présence de plagioclase (oligoclase) à côté du feldspath potassique en fait un monzogranite.

Sa richesse en biotite, fortement alumineuse ($Al_2O_3 > 18\%$), indique son caractère peralumineux (= hyperalumineux).

Le granite de Largeasse est un monzogranite à faciès porphyroïde et à caractère peralumineux. Il appartient au « type Guéret ». C'est un granite de type « S ».

Il provient de la fusion partielle de roches paradérivées (anciens sédiments argileux métamorphisés en schistes, micaschistes et/ou gneiss) de la croûte continentale supérieure comme le confirme aussi son rapport isotopique initial en Strontium (Sr^{87} / Sr^{86}) relativement élevé (compris entre 0,705 et 0,715) ce qui exclut toute participation du manteau.

Du point de vue géotectonique, il se rattache au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement ».



Section polie du monzogranite de Largeasse

(Échantillon Didier Poncet)

b) Origine du granite

Rappel : Tous les granites sont des roches magmatiques de profondeur.

Du fait de son caractère peralumineux, le monzogranite de Largeasse provient de la fusion partielle de roches paradérivées (anciens sédiments argileux métamorphisés en schistes, micaschistes et/ou gneiss) de la croûte continentale supérieure.

Au niveau de ces sources de magma (à 10- 15 km de profondeur ?), le liquide de fusion remplit les pores du milieu et se déplace si les pores constituent un réseau. La fusion se poursuivant, le liquide formé est évacué au fur et à mesure de sa formation puisque moins dense que l'encaissant parce que plus chaud.

Tous ces liquides légers vont ensuite se rassembler pour former la racine d'un diapir, diapir en forme de goutte d'eau renversée, qui va poursuivre son ascension vers la surface à la façon d'une mongolfière toujours sous l'action de la gravité.

En même temps, le magma commence à cristalliser : sa viscosité augmente et il se refroidit : il devient plus dense.

Lorsque la différence de densité entre le magma du diapir et son encaissant devient négligeable ou que sa viscosité devient trop importante, il s'arrête (« stopping ») puis s'étale horizontalement (« ballooning »).

Il termine alors sa cristallisation.

NB : L'ascension en diapir et le « ballooning » expliqueraient en grande partie la forme actuelle de l'affleurement, en pluton bien arrondi, du granite de Largeasse (en tout cas sur sa bordure Ouest puisqu'il est en partie recoupé par le pluton de Pougne-Hérisson) sur la carte géologique de Moncoutant au 1/50000^{ème}.

Le diapirisme est souvent invoqué pour expliquer l'ascension du magma dans le cas de la formation des dômes migmatitiques. Hors de ce contexte particulier, on admet aujourd'hui que le transport du magma depuis sa source jusqu'à son site de mise en place se fait avant tout par tout un réseau de failles, failles ouvertes dans l'encaissant du fait de la tectonique régionale (contexte extensif ou compressif) ou de la surpression qu'il exerce lui-même sur cet encaissant (fracturation hydraulique) en fonction de sa richesse en fluides ou/et de son volume et donc du débit de son alimentation à la source.

Nous verrons plus loin que le granite de Largeasse a enregistré au cours de sa cristallisation des contraintes.

A quelle profondeur le granite de Largeasse s'est-il mis en place et solidifié il y a 340 Ma ? Sa minéralogie ne permet pas de le déterminer ; certainement à plusieurs km de profondeur.

Une première fracturation s'est sans doute amorcée à cette profondeur, immédiatement après sa solidification, au moment de son refroidissement. Tout refroidissement s'accompagne en effet d'un retrait de la matière : la surface du pluton a commencé à être découpée par des fractures radiales et concentriques comme dans un cake que l'on vient de sortir du four !

Puis ultérieurement, grâce au jeu conjugué de l'érosion, de la surrection tectonique et du rééquilibrage isostatique, le granite a été amené progressivement vers la surface, au Permien.

Au cours de cette remontée du pluton, une deuxième fracturation s'est opérée par décompression, détente du fait de la diminution de la charge lithostatique pesant sur lui. Ce sont alors des fissures plutôt tangentielles, parallèles à sa surface qui se sont formées et qui « ont fini » le découpage en profondeur en blocs polyédriques, en parallélépipèdes.

Cette seconde fracturation qui s'est faite à plusieurs centaines de mètres de profondeur va développer dans le granite une perméabilité « en grand » (perméabilité à l'échelle d'un affleurement) dont la conséquence sera une augmentation de la surface soumise à l'action agressive de l'eau.

NB : Le granite sain est une roche compacte, cohérente ; ses grains sont bien jointifs. En conséquence, il est imperméable à l'eau à l'échelle de l'échantillon : on parle alors d'imperméabilité « en petit ».

Le résultat de cette altération sera la formation de chaos.

3. Etude du paysage



Chaos en bordure de la Sèvre nantaise



Le Rocher branlant



Chaos de blocs granitiques dans le lit de la Sèvre nantaise

a) La genèse d'un « chaos granitique » - Paragraphe extrait en grande partie du lien suivant :

http://www.nouvelle-aquitaine.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/21_rapport_de_presentation_Chaos_granitique_cle7cbe1a.pdf

L'accumulation des blocs de granite au fond de la vallée de la Sèvre nantaise résulte de processus naturels ! Ces blocs n'ont jamais été déplacés par des Celtes ou des Gaulois ou Gargantua... !

La formation d'un chaos granitique comme celui de la Morelière est la conséquence d'une longue et lente évolution du pluton granitique de Largeasse, depuis le Permien quand il a atteint la surface. Mais pour des raisons climatiques, cette évolution s'est accélérée il y a 60 Ma. Pour l'essentiel, elle s'est déroulée durant le Cénozoïque (Ères Tertiaire et Quaternaire).

Les affleurements granitiques sur le versant de la vallée de la Sèvre nantaise au « Jardin des chirons » permettent d'expliquer le mode de formation des chaos (figure 14).

Schématiquement, la genèse d'un chaos de blocs comprend trois étapes successives, d'inégales importances dans la durée.

Phase 1 : Formation des blocs par arénisation du granite

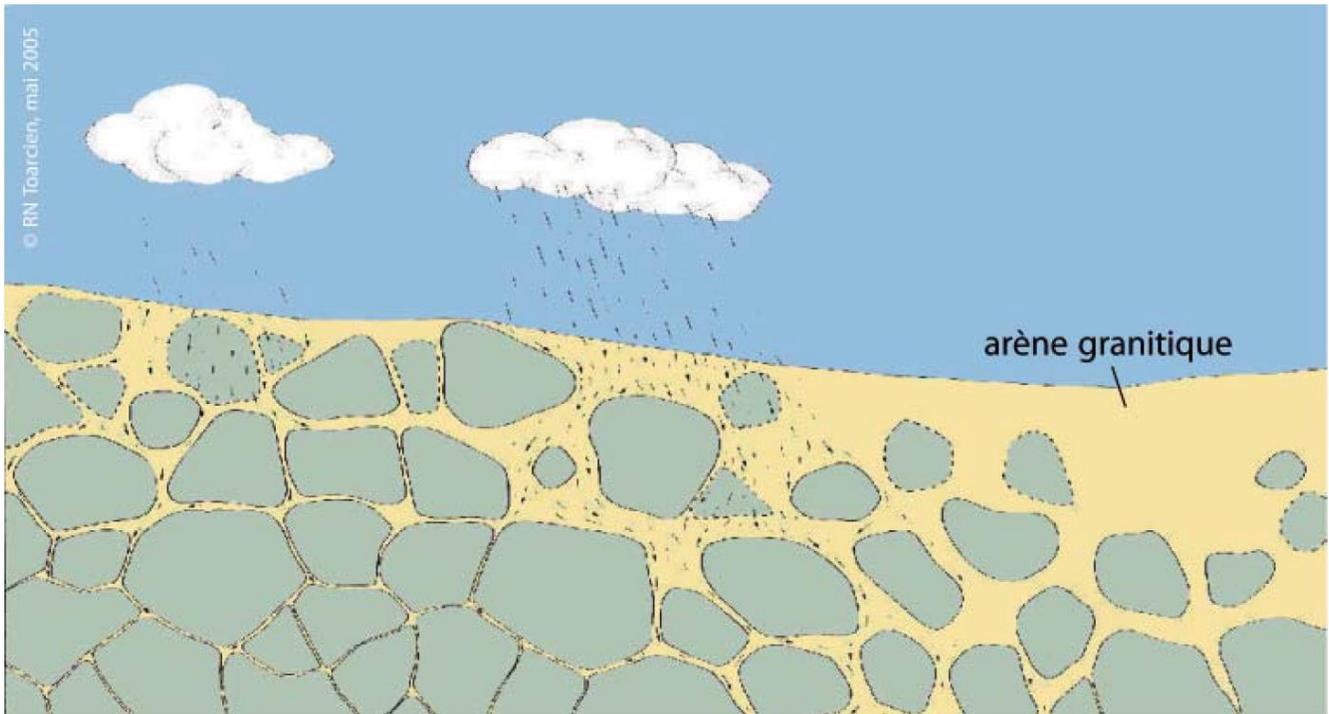
L'eau de pluie pénètre dans le socle granitique en circulant le long de fractures verticales et horizontales (diaclasses et failles) qui délimitent les blocs anguleux de taille variable.

L'eau peut ensuite s'infiltrer au sein même des minéraux du granite qui bordent les fissures. En effet, les feldspaths présentent des plans de macle (ils sont maclés) et les micas des plans de clivage (ils sont feuilletés).

Elle dilate alors les grains qui vont exercer une pression plus grande sur les grains voisins. Suite à un temps plus sec, ces grains vont retrouver leur taille initiale mais ils ne seront plus aussi jointifs. La roche perd progressivement de sa cohésion. On parle alors de **désagrégation mécanique**.

Parallèlement, l'eau va oxyder le fer ferreux des biotites en oxyde ferrique (hydrolyse*), dissoudre les ions interfoliaires des micas... On parle d'**altération chimique**.

Le granite sain évolue donc progressivement vers un matériau de moins en moins compact, cohérent (« *granite pourri* » des carrières) puis vers un sédiment meuble ayant la consistance d'un sable grossier, plus ou moins argileux : l'arène granitique. **C'est l'arénisation météorique du granite.**



Phase 1 : Arénisation du granite

En se maintenant au-dessus de la roche saine, l'arène granitique qui retient l'eau comme une éponge permet à l'arénisation de progresser vers le bas, plus ou moins rapidement (à une vitesse de quelques mm à 300 mm pour 1 000 ans selon le climat*), parfois jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

Le résultat est un élargissement des fissures et un arrondissement des gros blocs par désagrégation centripète se matérialisant par la formation d'écaillés concentriques « en pelures d'oignon ». Quant aux plus petits, ils sont totalement décomposés.

Finalement, on aboutit à des noyaux rocheux de granite sain, cohérent, de forme ovoïde, emballés dans une matrice arénacée.

Définition de l'hydrolyse : L'hydrolyse est une réaction chimique qui aboutit à la transformation ou à la destruction des minéraux d'une roche par l'eau. Dans le cas d'un matériau granitique, certains d'entre eux, comme le quartz, la muscovite et dans une moindre mesure, les feldspaths potassiques sont peu ou très peu vulnérables à l'action de l'eau de pluie. En revanche, d'autres, à l'image de la biotite et des plagioclases y sont très sensibles.

L'hydrolyse de ces minéraux est favorisée par le fait que l'eau de pluie est acide, car chargée en CO_2 qu'elle a dissout dans l'atmosphère puis en traversant le sol (CO_2 provenant de la respiration de la microflore et de la microfaune du sol, des réactions de fermentations).

L'hydrolyse de la biotite et, plus particulièrement, des plagioclases, donne naissance à des minéraux argileux dont la nature et la proportion dans les arènes dépendent des conditions climatiques (température et précipitations).

Influence du climat sur l'arénisation (figure 13) : L'arénisation est étroitement dépendante des conditions climatiques, en particulier de la température (la vitesse d'altération double pour une augmentation de température de 10°C – Loi de van't Hoff) et de l'importance des précipitations qui conditionnent l'acidité du milieu.

A titre d'exemple, les progressions verticales suivantes ont été estimées : environ 1 mm / 1000 ans sous climat continental froid ; de 1 à 30 cm / 1000 ans sous climat chaud et humide de la zone intertropicale. Les milieux froids à température trop basse et les milieux arides où l'eau est déficitaire sont défavorables à l'arénisation.

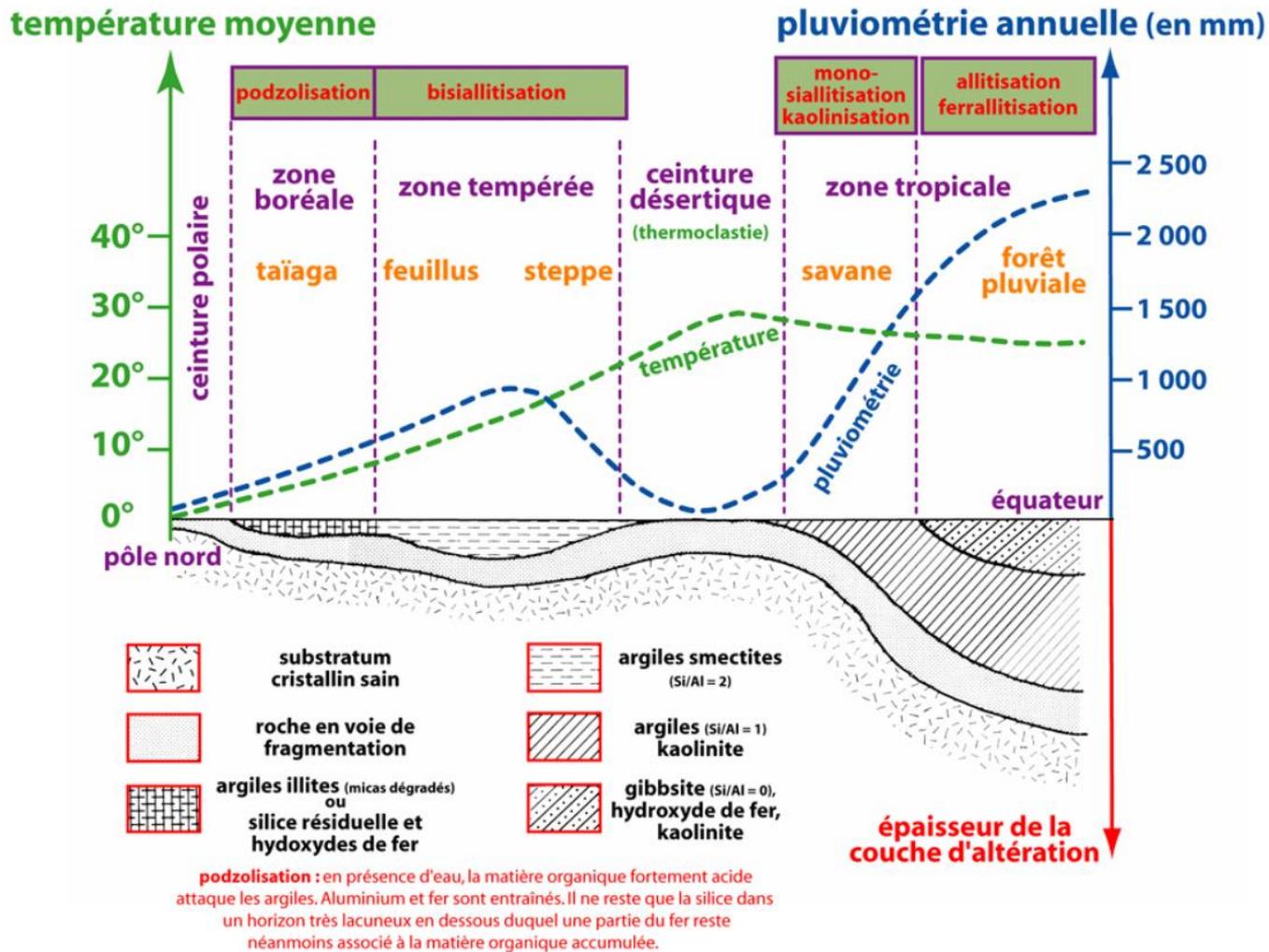


Figure 13 : Influence du climat sur l'altération du granite

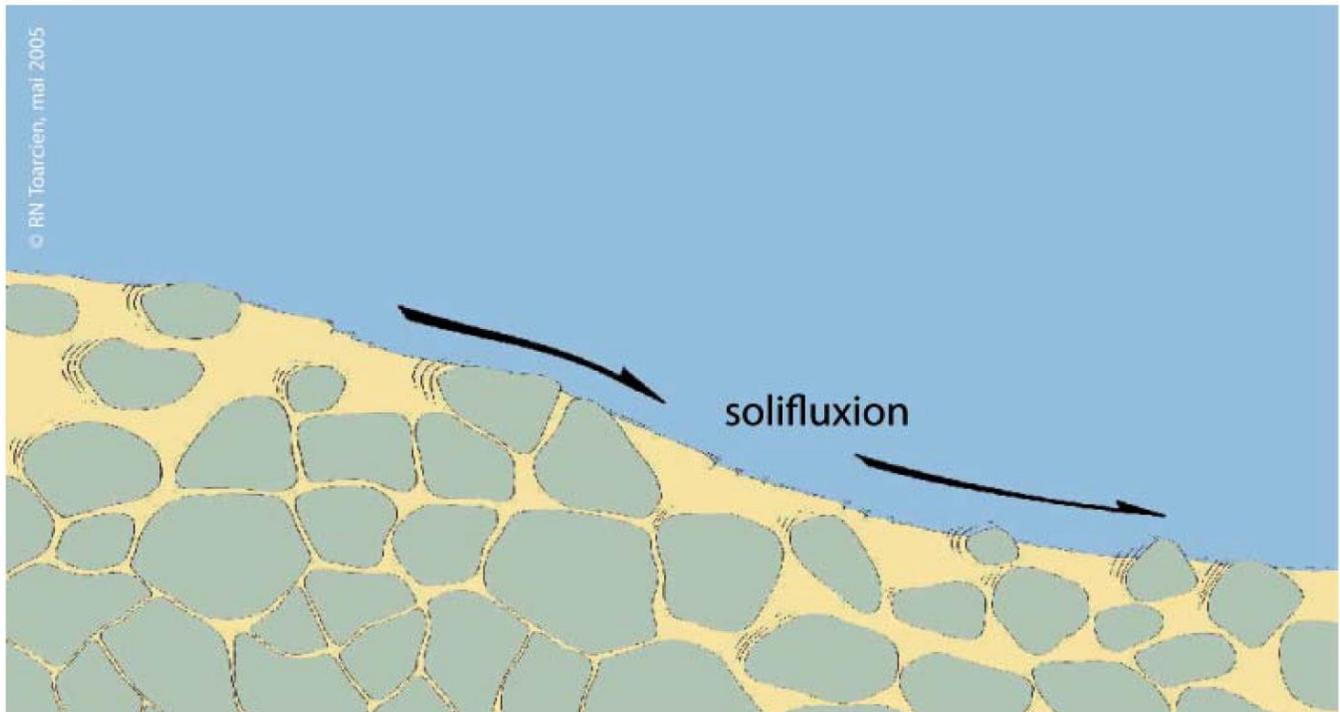
Sous les climats équatoriaux et tropicaux humides, l'hydrolyse est importante. Pour ces climats à fort drainage et en milieu acide, la transformation des minéraux argileux se poursuit jusqu'à la kaolinite (la plus alumineuse des argiles) et aux hydrates d'alumine (gibbsite) et de fer (goethite). La totalité de la silice est solubilisée. Les manteaux d'altérites peuvent atteindre plus de 100 m d'épaisseur.

Phase 2 : Transport des blocs dans les arènes granitiques

Sur un versant modérément incliné (30° au maximum et une pente de 3° serait suffisante), l'équilibre précédent (noyaux de granite sain + matrice arénacée) peut être rompu pour peu que le couvert végétal soit insuffisant et que l'ambiance soit humide : les arènes granitiques argilo-sableuses gorgées d'eau sont déstabilisées.

Elles glissent en masse sur la pente par gravité et entraînent avec elles les blocs qui s'accumulent en contrebas du versant, dans le fond d'une vallée ou talweg.

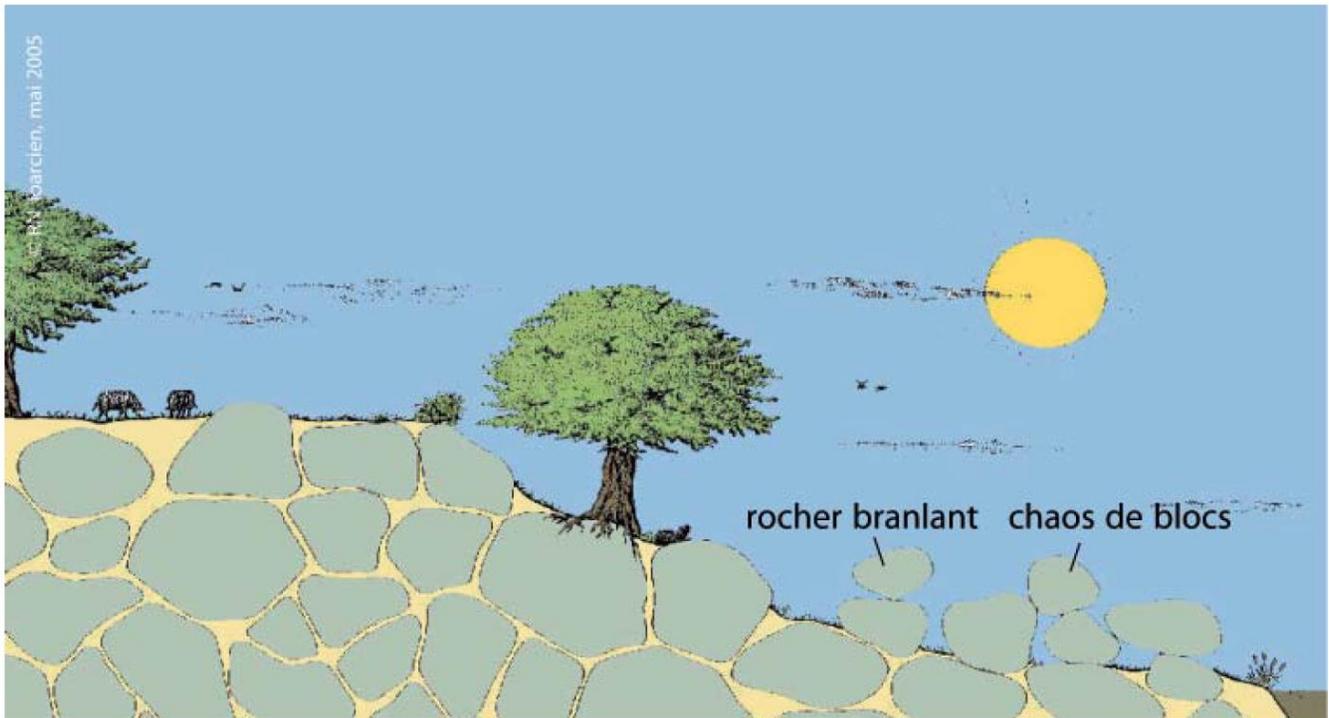
Ce phénomène équivalent à un glissement de terrain est appelé **solifluxion**.



Phase 2 : Déplacement de blocs le long des versants

3- Déblaiement des arènes granitiques

Dans la vallée, les eaux courantes déblaiement l'arène granitique et dégagent un empilement de blocs disposés pêle-mêle : le « chaos granitique ». Parfois, deux d'entre eux sont en équilibre l'un sur l'autre : ils déterminent alors un « rocher branlant » encore appelé « merveille ».



Phase 3 : Exhumation d'un chaos de blocs par les eaux courantes

Sur le plateau, plus ou moins décapé de l'arène granitique, apparaissent des blocs arrondis, non déplacés, parfois isolés : les « *dos de baleine* ».



« Dos de baleine »

Lorsque le décapage est plus prononcé, c'est alors un ensemble de blocs disposés côte à côte et empilés sur plusieurs « couches » qui est mis à nu. Cet ensemble forme dans le paysage un véritable relief d'aspect ruiniforme ou « *tor* » comme on peut en observer en Bretagne.



Les fameux « chaos granitiques » du littoral de Ploumanac'h (Côtes d'Armor) ne sont pas de véritables chaos mais des tors !

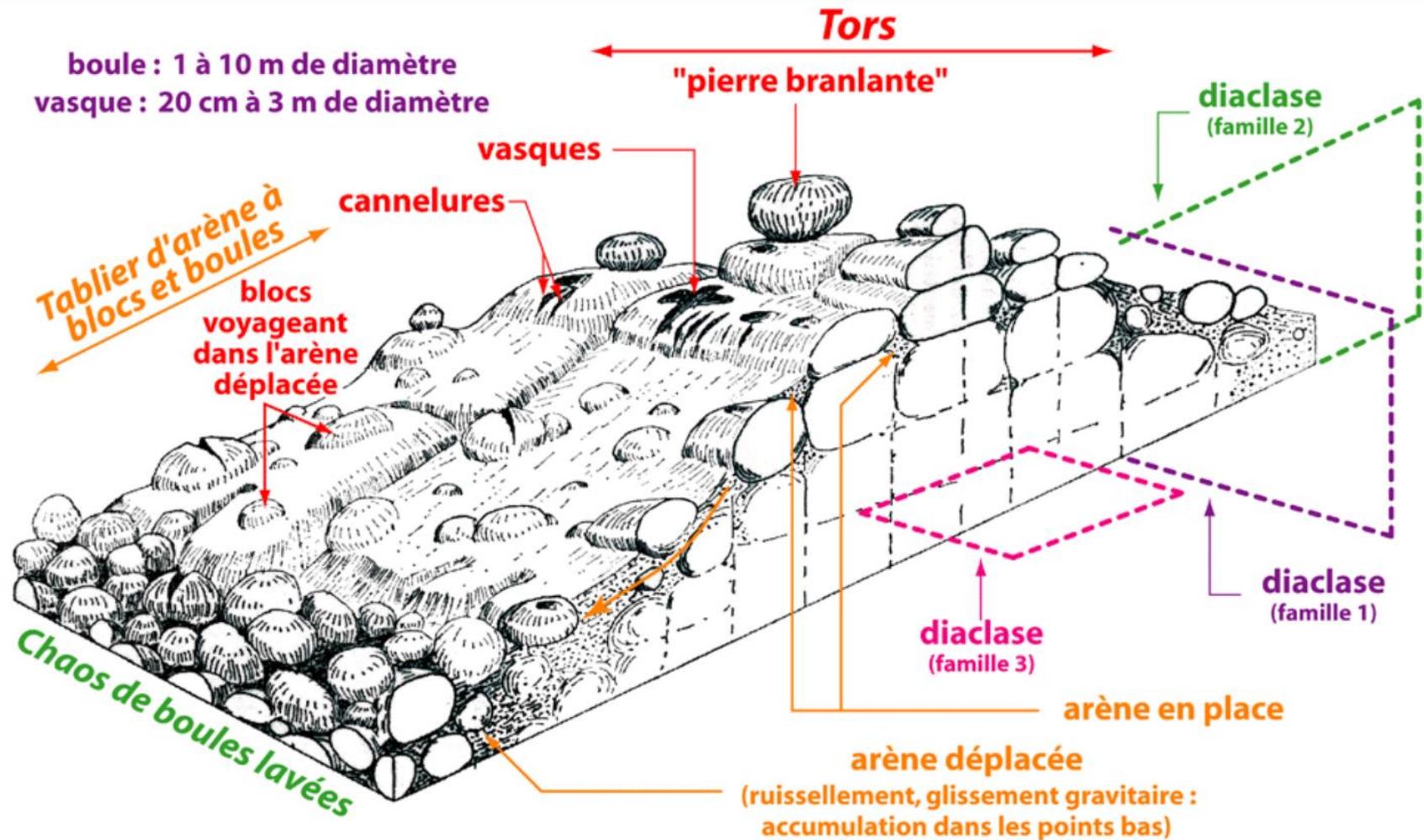


Figure 14 : Micromodelés en pays granitique

Tor : relief ruiniforme réalisé par un empilement géométrique d'énormes blocs aux arêtes émoussées et en place. Il résulte de l'altération de roches cristallines préférentiellement selon leurs diaclasses. Ils reposent sur la roche saine de « dos de baleine ».

Chaos granitique : il correspond à un amas de blocs arrondis (boules) déplacés par la gravité (solifluxion) le long des versants, accumulés dans les points bas de la surface topographique et dégagés de leurs arènes par le ruissellement, principal agent d'altération.

4- Chronologie des trois phases précédentes dans le Domaine vendéen

En ce qui concerne le Massif armoricain et les granitoïdes de la Gâtine, exondés depuis au moins la fin du Crétacé supérieur (vers - 65 Ma), la formation des chaos de blocs dans notre région s'est déroulée de la façon suivante :

- tout d'abord, au Paléogène qui a connu la surrection des « Collines vendéennes » à l'Eocène (suite à la formation des Pyrénées) et la « mort » du fleuve Ypresis, puis au Néogène, longue période dominée par un climat uniformément chaud et humide de type tropical, il y a eu arénisation des granitoïdes avec formation des blocs et des arènes granitiques (**Phase 1**), arénisation qui a même pu conduire au développement de puissants manteaux latéritiques ;

- puis, durant les épisodes froids et pluvieux du Quaternaire (glaciations du Pléistocène), il y a moins de 1,8 Ma, sous l'effet de la solifluxion, se sont produits les déplacements modérés le long des versants des blocs emballés dans leur matrice arénacée (**Phase 2**). Durant les périodes interglaciaires humides, la fonte des neiges et le dégel du sol superficiel ont libéré en effet des quantités d'eau considérables qui ne pouvaient s'infiltrer complètement en profondeur en raison d'un sous-sol en partie gelé ; les blocs de granite glissaient par solifluxion sur les pentes et beaucoup s'accumulaient dans le fond de la vallée où s'installait une rivière.

- enfin, en continuité, il y a eu décapage préférentiel des arènes granitiques par les eaux courantes (eaux de ruissellement et de la rivière) ce qui a abouti à l'exhumation des blocs en place au sommet des versants (tor, dos de baleine) et des blocs plus ou moins bousculés dans les vallées (chaos) (**Phase 3**).

L'érosion par l'eau des rivières s'est poursuivie à l'Holocène et se poursuit toujours aujourd'hui au moment des crues en réduisant la taille des blocs et en les arrondissant. du fait de l'action abrasive du sable qu'elles transportent en suspension.

Une fois à l'air libre, les blocs sont très peu sensibles à l'action des agents atmosphériques. Toutefois, sous l'influence des alternances gel-dégel et hydratation-dessiccation, de petites écailles millimétriques à centimétriques peuvent se détacher de la face nue des blocs.

a) Vasques et cannelures

Les principales de ces microformes d'érosion sont les vasques, circulaires ou allongées, simples ou coalescentes. Ce sont des dépressions à fond plat et à bords raides qui naissent au sommet des blocs où une flaque d'eau a pu stagner et entraîner la désagrégation granulaire de ce même matériau. Des feuilles mortes peuvent s'y accumuler et leur décomposition, en générant des produits acides, participe aussi à cette altération.

Dans certains cas, les vasques se prolongent par des cannelures. Les cannelures sont des sillons étroits, plus ou moins rectilignes, parfois profonds, sur les parois latérales des blocs et sont liées à un ruissellement entretenu qui a provoqué la dissolution du granite. Les cannelures sont un peu l'équivalent des lapiés en pays calcaire



Vasque



Cannelure (?)



Chêne remarquable divisé en deux troncs

Il a profité d'une diaclase dans ce bloc de granite en place au sommet du versant.

b) Observation du dos de baleine (« pelure oignon », enclave, origine possible d'une vasque)

Le dos de baleine affleure entre le parking et le bâtiment d'accueil.



« Dos de baleine »

Ce bloc de granite présente sur un de ses côtés une écaille en « pelure d'oignon ». Le granite a perdu une plaque de quelques centimètres d'épaisseur et de plusieurs décimètres carrés. Ce phénomène est appelé « *desquamation* » et il contribue à donner des boules de granite de moins en moins grosses.



Écaille en « pelure d'oignon »

Le dos de baleine de faciès porphyroïde renferme également des enclaves ovoïdes de taille décimétrique, mélanocrates, à grain très fin (<1mm), essentiellement constituées de biotite mais aussi de quartz et de plagioclase : ce sont les « *crapauds* » des carriers.



Enclave à petits cristaux (« crapaud des carriers »)

Ces enclaves ne sont pas des xénolites provenant de l'encaissant ou du protolithe : elles sont comagmatiques et représentent en quelque sorte comme des « grumeaux », des phases cumulatives au sein du magma à l'origine du granite.

Lorsqu'elles sont allongées, elles marquent la trace de la foliation magmatique.

c) Structures magmatiques

Généralement, dans un granite, les cristaux sont disposés pêle-mêle, bien mélangés, dans le désordre le plus complet. Un tel granite présente une texture équate.

Mais parfois, certains de ses cristaux sont disposés selon une direction privilégiée : ils sont orientés. On parle alors de « *fabrique* » du granite.

Définition : *Orientation préférentielle (de forme et/ou de réseau) des grains d'une roche.*

C'est le cas ici où l'on peut observer facilement, à la surface de blocs émergeant à peine du sol, les gros phénocristaux pluricentimétriques de feldspath disposés parallèlement les uns aux autres.

Cette orientation préférentielle des cristaux de feldspath, cette linéation minérale ou *fabrique* ne peut être que d'origine magmatique du fait de l'absence de déformation plastique ou fragile post-solidus (= après cristallisation) de ces minéraux : ils ne sont ni déformés ni cassés.

Ils sont alors de très bons marqueurs de la déformation interne du magma et donc des contraintes qui se sont exercées sur lui après la cristallisation des feldspaths.

Sur notre affleurement, la linéation minérale et par conséquent magmatique des mégacristaux de feldspath est orientée N40°E.



Affleurement de granite correspondant à un « dos de baleine » encore complètement enterré



Détail : Linéation magmatique des mégacristaux de feldspath microcline

Cela implique que la contrainte qui s'est exercée ici, perpendiculaire à la linéation magmatique, était orientée N140°.

NB : Sous l'effet d'une contrainte, les cristaux de feldspath, en forme de tablette, s'orientent toujours de façon à présenter leurs deux grandes faces (et leur plan de macle) perpendiculairement à cette contrainte (figure 15).

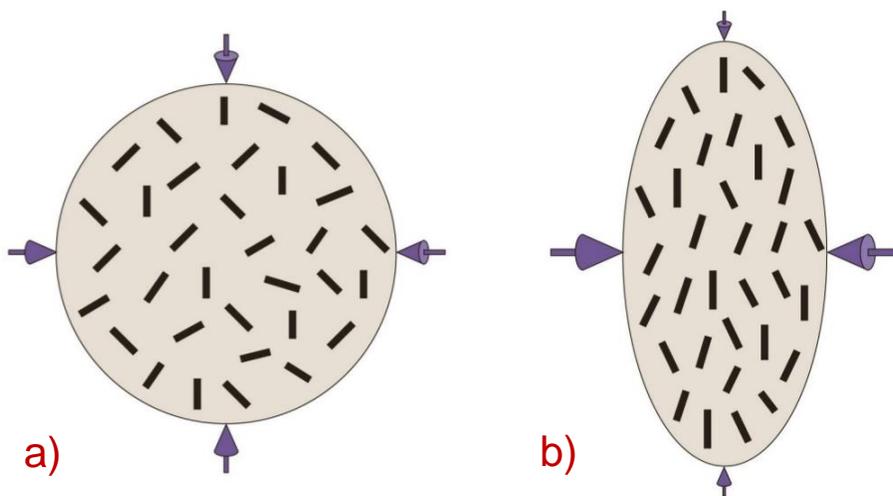
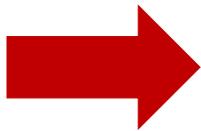


Figure 15

- a) *Contrainte isotrope (identique dans toutes les directions de l'espace)*
- b) *Contrainte anisotrope ou déviatorique (contrainte principale horizontale)*



**Cristal de feldspath
(vu de profil)**



La pression exercée par les deux doigts sur les deux grandes faces du cristal de feldspath représenterait la contrainte principale (flèches rouges) et le trait orange pointillé la trace du plan de la foliation magmatique.

Remarque : Nous n'avons pas pu apprécier le plan de la foliation magmatique et son pendage faute d'affleurement.

**Cristal de feldspath
(vue de sa grande
face)**



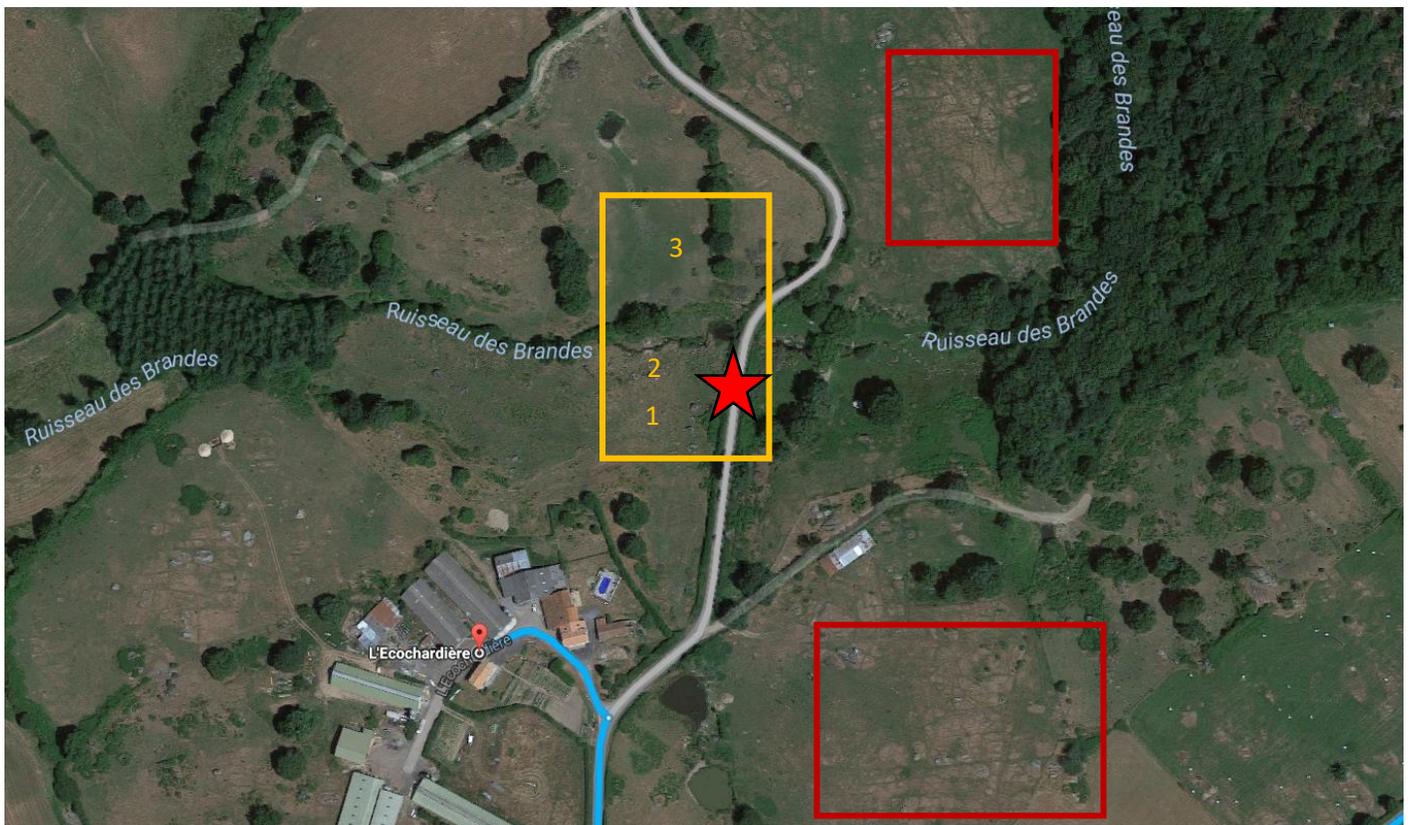
Dans la région de La Chapelle-Seguin (Vernoux-en-Gâtine), au sein du faciès à texture porphyroïde du granite, sa direction moyenne s'établit à N90°E pour un pendage moyen à fort vers le Nord.

NB : Pour les granites non porphyroïdes, il n'est pas possible de déterminer leur fabrique à l'œil nu.

On la détermine depuis une vingtaine d'années par la mesure de l'ASM (anisotropie de la susceptibilité magnétique) du granite qui exploite les propriétés paramagnétiques du fer ferreux contenu dans la biotite. Les axes magnétiques de la biotite étant en effet parallèles à ses axes cristallographiques, la fabrique magnétique du granite traduit ainsi directement l'orientation des biotites.

Arrêt 2 : L'Écochardière (Commune de Largeasse)

Géomorphologie : observation d'un paysage caractéristique de la Gâtine poitevine (à rapprocher de la figure 13)



Localisation de L'Écochardière (Image Google Earth)



Site 1 - Versant Sud



Site 2 - Fond du talweg occupé par le Ruisseau des brandes (caché par la ligne d'arbustes) et la « Mare au Calme » (occupée par des touradons de *Carex*)



Site 3 - Versant Nord

Sur les deux versants du talweg, on observe à mi-pente des blocs de granite qui ont glissé par solifluxion le long des pentes.

Sur ces versants, pâturent des moutons (versant Nord) et des vaches de la race Parthenaise (versant Nord).

Le versant Nord est marqué par des haies parallèles ou perpendiculaires à la pente.

Au fond du talweg, coule le Ruisseau des Brandes. Il est bordé de la « Mare au calme », en eau lors des crues et dont l'imperméabilité peut s'expliquer par l'accumulation des limons provenant du lessivage des pentes.

Y sont également accumulés de nombreux blocs de granite qui eux ont atteint le fond de la vallée lors des mouvements de solifluxion. On a là un chaos typique mais plus ou moins masqué par la végétation.

Ce paysage est identique à celui de la figure 13 à la différence près que le modelé est ici recouvert d'un sol et d'une végétation.

Remarque : Dans les cadres rouges de l'image Google Earth, donc au sommet des interfluves, on observe très nettement le réseau de diaclases qui découpent le granite de Largeasse.

Toutes ces observations montrent que la Gâtine n'est pas une région propice à la culture (sols lourds ou absents) d'où l'éthymologie du mot « *Gâtine* » : de « *guastine* », terme issu de l'ancien français « *guast* » signifiant terrain inculte.



Vue de l'affleurement de diorite quartzique

1. Description de la roche à l'œil nu

La diorite quartzique du Tallud présente une teinte gris-bleuté et une texture équante.

Les grains ont une taille moyenne : 3 à 4 mm.

Les grains de quartz couleur gros sel sont arrondis et ceux de feldspath microcline et plagioclase (andésine) blanc-gris, rectangulaires, trapus ou non.

Les grains noirs sont constitués d'amphibole et de biotite. Les grains d'amphibole (hornblende) présentent l'aspect de prismes mats et ceux de biotite sont en forme de paillettes brillantes.

2. Composition chimique et origine

Sa couleur plus foncée que celle du granite de Largeasse est due à sa richesse en ferro-magnésiens (biotite et amphibole).

Bien que le quartz s'exprime dans le mode, la diorite quartzique du Tallud est également moins riche en silice (59% contre 72%) donc moins acide et plus basique.

Elle est aussi plus riche en calcium ce qui explique la prédominance du plagioclase andésine sur le feldspath microcline.

Elle est métalumineuse et nettement magnésienne.

Tout cela fait de la diorite quartzique du Tallud un granitoïde appartenant au groupe des tonalites dans la classification de Streckeisen.

NB : En Deux-Sèvres, Maine-et-Loire, Vendée et Loire-Atlantique, on trouve d'autres affleurements de tonalites :

- diorites quartziques de Moncoutant et de Soutiers,
- diorites quartziques du Chatillonnais, entre Le Puy-Saint-Bonnet (49) et Mauléon (79) datées à 360 + 11/-10 (U/Pb sur zircons),
- gabbro du Pallet (44) non daté mais certainement lui aussi dévonien...

A cet alignement d'intrusions, on a donné le nom de « *ligne tonalitique* ». Cette ligne tonalitique se poursuit jusque dans le Limousin et même au-delà, dans les Monts du Lyonnais. Cela montre le rôle essentiel qu'elle a dû jouer dans l'orogénèse varisque.

Le chimisme de la Ligne tonalitique montre des affinités tholéitiques à calco-alcalines. Elle est aujourd'hui le plus souvent interprétée du point de vue géotectonique comme un vestige d'un arc calco-alcalin lié à une subduction : la subduction de la lithosphère océanique de l'Océan Centralien ou Médio-Européen.

Elle proviendrait de la fusion partielle de la base de la croûte inférieure (origine basicrustale) du fait de l'accumulation de magma mantellique (« *underplating* ») sous le « Moho » ou peut-être d'un biseau mantellique.

Les granitoïdes de la ligne tonalitique sont de type « I » (« I » pour igné).

3. Etude de l'affleurement

On peut observer au sein de la diorite des petites enclaves sombres, finement grenues (grains de l'ordre du mm ou moins). Elles présentent des contours francs, jamais anguleux, et font bien corps avec l'encaissant dont elles ne se détachent pas mécaniquement.

Ces enclaves, dont les compositions sont plus basiques, sont du même genre que leur roche hôte.



Diorite quartzique avec enclave

On peut remarquer aussi sur certains blocs une variation très rapide de couleur : on passe brusquement d'une couleur gris-bleu qui est celle de la diorite à une couleur beaucoup plus foncée, presque noire traduisant une composition plus basique, tonalitique.

Ce passage du gris-bleu au noir s'explique à la fois par une augmentation de la teneur en amphibole et en biotite, un appauvrissement en quartz et la disparition du feldspath microcline.



Bloc de roche présentant dans le cadre un faciès très sombre, noir, mélanocrate

Il s'agit de hornblendite.



Hornblendite

La hornblendite est en fait en enclave dans la diorite.

Elle montre ici une granulométrie grossière, avec des cristaux prismatiques d'amphibole (hornblende) dont les dimensions atteignent plus du cm (couramment trois à quatre cm).

C'est à sa richesse en amphibole (hornblende) qui représente plus de 90 % de la composition minéralogique que la roche doit son nom.

Sa composition minéralogique est la suivante : hornblende (90 % à 100 %), plagioclase, sphène, apatite, pistachite, calcite.

Au contact avec la diorite, la hornblendite est localement feldspathique (couleur rose) et parcourue par des filonnets de silice et de carbonates (photo ci-dessus).

Les hornblendites se répartissent toutes à l'Ouest du massif leucogranitique de Parthenay, aussi bien dans les terrains métamorphiques (micaschistes), que dans ceux d'origine ignée (diorites quartziques et tonalites du Tallud, leucogranites de Neuvy-Bouin).

Arrêt 4 : La Citadelle (Commune de Parthenay)

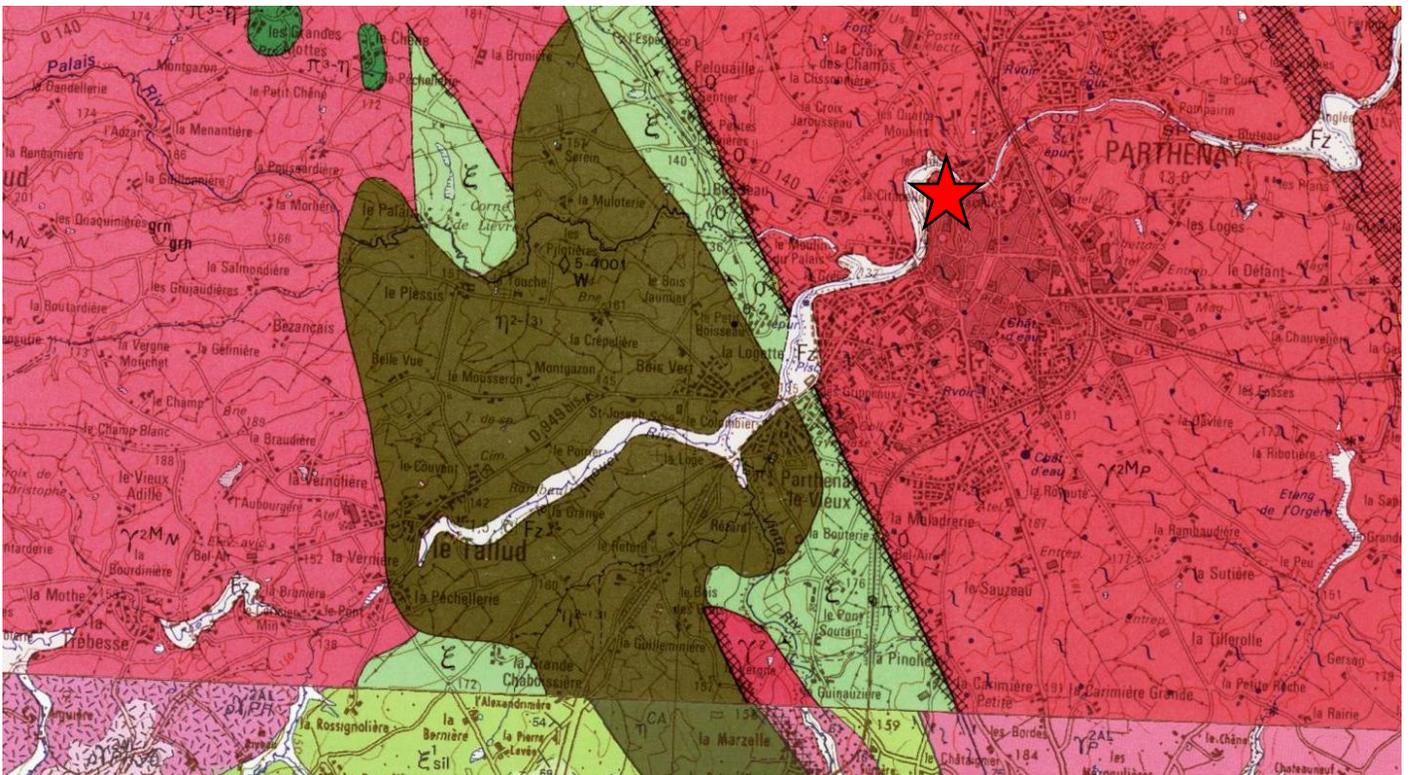
Le granite de Parthenay : âge namuro-westphalien (?)

Géomorphologie : observation de la faille de Parthenay

Nous sommes ici sur la bordure Ouest du massif granitique de Parthenay, près de la faille éponyme.



Localisation de l'affluement (Image Google Earth)



Localisation de l'affluement sur la carte géologique de Parthenay au 1/50000^{ème}



Falaise de granite de Parthenay au pied de la Citadelle

1. Description de la roche à l'œil nu

C'est un granite de couleur crème, à grain moyen de 5 à 7 mm. Il peut présenter parfois un caractère légèrement porphyroïde du fait de la présence de cristaux de feldspath pluricentimétriques (2 cm et plus).

Sa teinte crème s'explique par sa richesse en feldspath qui peut constituer 50 à 60 % de la roche.

Sur ce fond, le quartz (30 %) tranche par sa teinte grisâtre, de même que les paillettes brillantes de biotite et de muscovite dont les grandes dimensions ne dépassent que rarement 3 mm. Ces micas témoignent d'une répartition équilibrée, bien qu'il existe des zones où la biotite est le mica exclusif.

2. Composition chimique

L'étude au microscope révèle des compositions minéralogiques qui sont celles des leucomonzogranites dans la classification de Streckeisen.

Leur expression résumée est la suivante : quartz, microcline, oligoclase, biotite, muscovite, apatite, zircon...

3. Fabrique

Au pied de la Citadelle, le leucomonzogranite de Parthenay présente un caractère folié. Macroscopiquement, il nous fait penser à un orthogneiss ou à un granite gneissifié.



Foliation dans le granite de Parthenay

a) Déformation des grains, figures C/S

Parallèlement, tous les cristaux apparaissent déformés.

Les grains de feldspath disposés parallèlement entre eux sont étirés, parfois tordus. Certains se poinçonnent.

Les cristaux de quartz ne sont plus globuleux mais également étirés. Ils dessinent parfois comme des lanières dans la roche.

Les cristaux de biotite semblent aussi se rassembler dans des zones privilégiées, sombres, étroites et allongées.

Toutes ces déformations ont eu lieu postérieurement à la cristallisation et se sont faites ductilement.

Sur des plans horizontaux, Figures C/S

Schistosité marquée par l'alignement des feldspaths qui dessinent des figures sigmoïdes

Cisaillement marqués par de nombreux filonnets de biotite flexueuses, filonnets disposés en tresses.

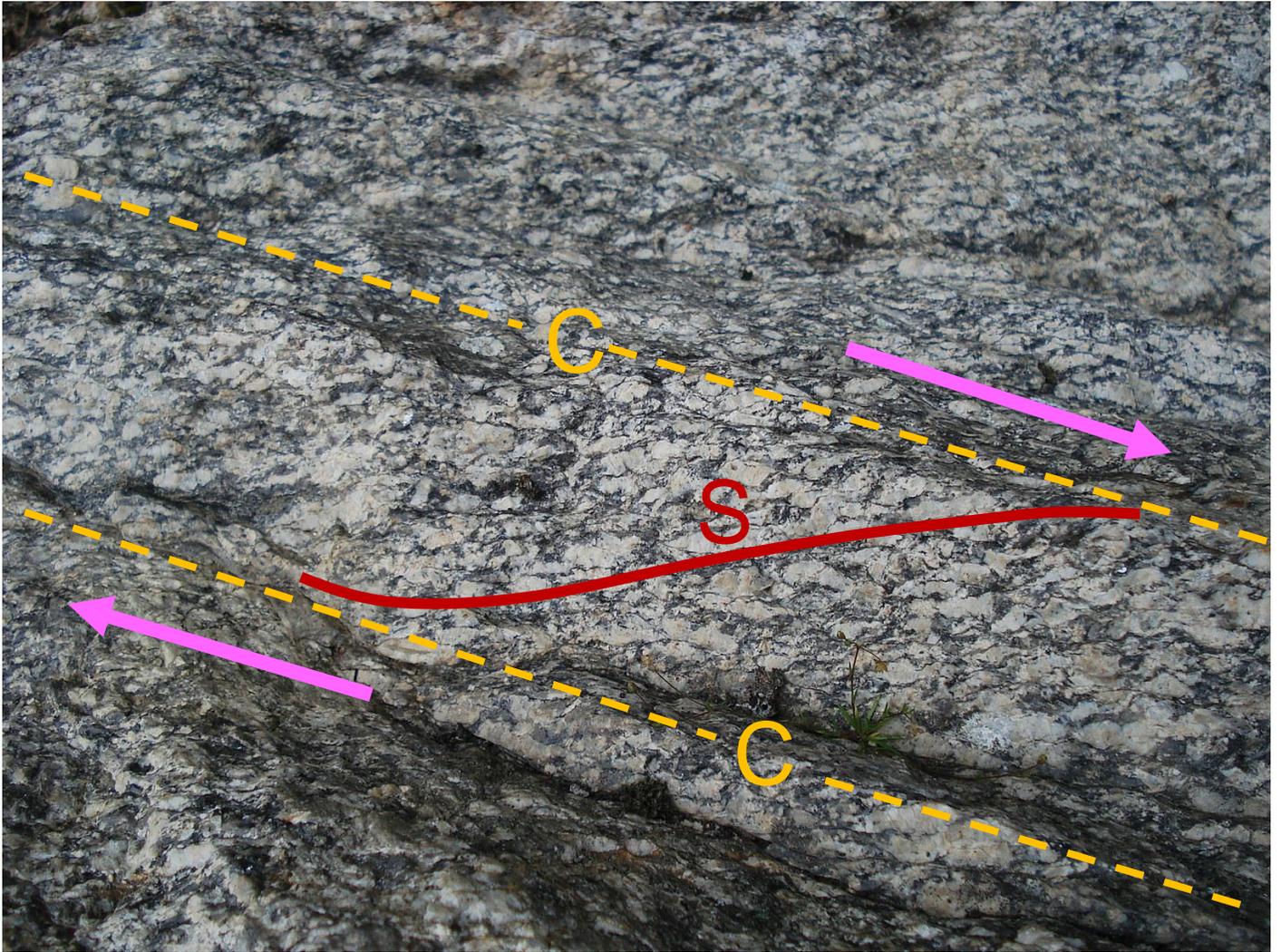
Preuve que des mouvements de cisaillement ont eu lieu.

Les plans de cisaillement sont verticaux ou proches de la verticale, et de direction N 140° E à N 160° E. c'est-à-dire conforme au plan de la faille de Parthenay et à l'axe d'allongement du massif.

L'analyse des figures C/S indiquent un décrochement dextre (photo légendée ci-après).

En s'approchant de la faille de Parthenay, on peut observer toute une transition depuis les granites à texture équate jusqu'aux mylonites en passant par les granites orientés.

Ces mylonites présentent soit un aspect quasi aphanitique, soit, au contraire, des textures phénoclastiques où les feldspaths arrondis sont associés à des lanières de quartz ; certaines sont très régulièrement et extrêmement linéaires, rappelant ainsi les gneiss crayon.



Figures C/S sur un plan horizontal



Autre vue : Plan horizontal vu de dessus

b) Stries (tectoglyphes)

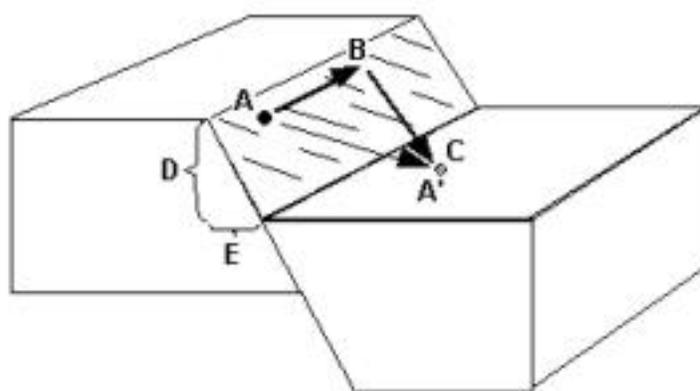
Sur une paroi verticale parallèle aux plans de cisaillement et à la faille de Parthenay (direction N140° à N160°), on peut observer des stries parallèles entre elles et pentées (angle de chute) vers le S-SE de 45° environ.

Elles matérialisent un déplacement relatif du bloc Ouest où nous nous trouvons par rapport au bloc Est (qui nous fait face, le sous-bassement de la Citadelle) porteur des tectoglyphes.

Elles matérialisent surtout le rejet réel de la faille (figure 16).



Tectoglyphes sur le plan de la faille



A-A' rejet réel

COMPOSANTES DU REJET APPARENT

- A-B rejet horizontal longitudinal
- B-C rejet transversal
- D rejet vertical
- E rejet horizontal transverse

Figure 16 : Rejet réel de la faille (AA') et ses composantes horizontale (AB) et verticale (BC)

Le décrochement étant dextre, l'orientation des tectoglyphes implique que le bloc Ouest où nous nous trouvons s'est obligatoirement soulevé par rapport au bloc Est.

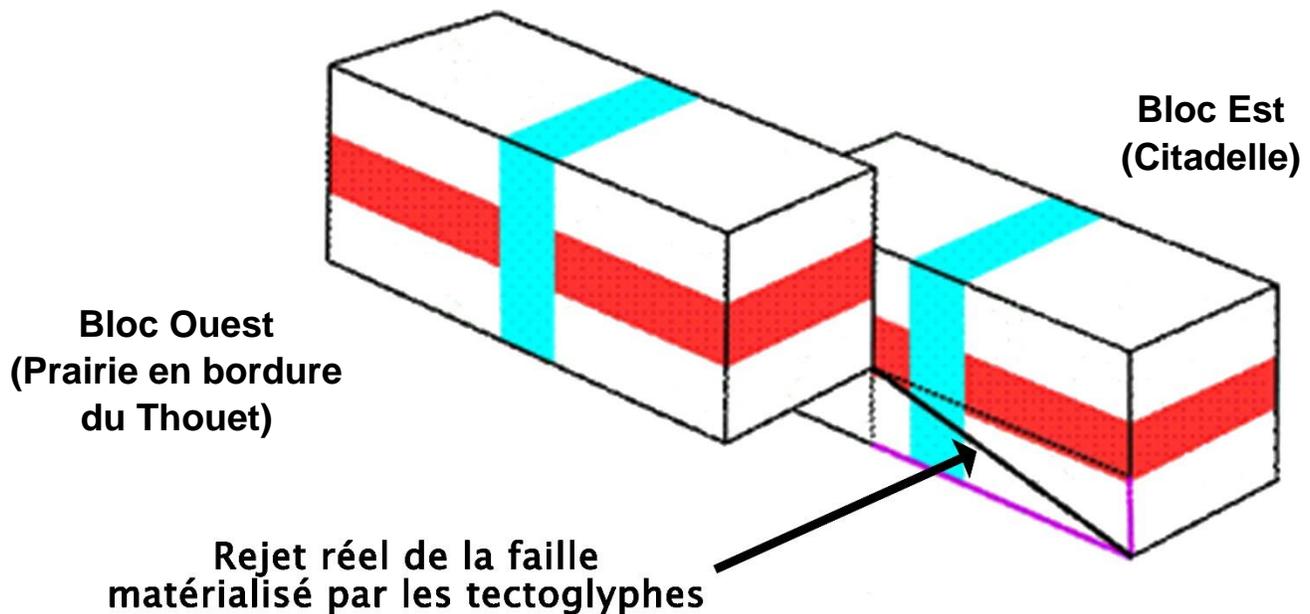


Figure 17 : Faille verticale associant un mouvement décrochant dextre et l'abaissement relatif du bloc Est

Si aujourd'hui, il y a inversion du relief (le bloc Est est plus haut que le bloc Ouest, la Citadelle domine la plaine du Thouet), cela peut s'expliquer par une érosion différentielle entre le granite du bloc Est, peu faillé ou mylotinisé et le bloc Ouest qui l'est davantage, peut-être parce que plus proche de l'accident (= faille) de Parthenay.

c) Filons de quartz

Ils ont globalement une direction verticale mais sont tordus, plus ou moins sinueux, et sécants par rapport à la foliation du granite gneissifié.

Leurs épontes ne sont pas nettes. Il y a pénétration sur quelques mm d'épaisseur de cristaux de quartz du filon dans la masse du granite gneissifié.

Si le contraste de température entre le jus de silice à l'origine du filon et l'encaissant avait été important, on aurait observé des gros cristaux aux épontes ce qui n'est pas le cas ici.

Et si le granite avait été complètement solidifié, en se fissurant, il aurait donné naissance à des diaclases plutôt rectilignes ce qui n'est pas le cas non plus.



Filon de quartz



Détail du filon

Tout cela laisse donc à penser que ces jus riches en silice ont été injectés dans un magma en toute fin de cristallisation et donc ductile.

**Article de Hendrik Vreken
Photographies de Pierre Gibaud**

Bibliographie

NÉDÉLEC A. et BOUCHEZ J.-L. : « Pétrologie des granites – Structure-Cadre géologique » - Editions Vuibert-Société Géologique de France – Mars 2011

PONCET D. : « Chaos de blocs et rochers branlants de Gâtine poitevine » - Le Picton n° 207 - Mai -juin 2011

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Moncoutant

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Bressuire

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Parthenay

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Mazières-en-Gâtine

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Chantonnay

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} des Herbiers

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Cholet

Notice de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Montaigu

Sites internet consultés

http://www.nouvelle-aquitaine.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/21_rapport_de_presentation_Chaos_granitique_cle7cbe1a.pdf

<http://paleopolis.rediris.es/cg/DVD-fr-index.html>

https://reporterre.net/IMG/pdf/brgm_neuvy-bouin.pdf

<http://spiralconnect.univ-lyon1.fr/spiral-files/download?mode=inline&data=3059815>