

Métamorphisme de la chaîne varisque en France

Ce compte-rendu a été rédigé suite à un stage de géologie dans le Limousin, dont l'intervenant était Michel Ballèvre, professeur émérite de l'Université de Rennes 1.

Les photographies ont été prises par des enseignants et inspecteurs ayant participé au stage, elles sont libres d'utilisation en classe.

Les auteurs sont Valérie Toriello et Raphaël Fersing (académie de Nancy-Metz), Marc Boulanger (académie de Lille), Cécile Morazé (académie de Nantes).

PARTIE 1 : Réflexions et remarques sur la démarche de terrain

A l'issue de ce stage de géologie, nous nous sommes questionnés sur « Comment partager ce qu'on a appris aux autres ? ». Une démarche de terrain se vit, et effectivement, c'est difficile à raconter dans les détails, à des personnes ne l'ayant pas vécue. Mais l'essence de la démarche vécue, elle, peut être transférée (et devrait l'être, jusque dans les classes d'ailleurs). Parce qu'au-delà de la remise à niveau scientifique en Géologie du Massif Central, c'est une vraie leçon d'épistémologie que nous avons prise.

- Le terrain est un point de départ, et on s'en sert pour montrer comment la carte (1/50000 ou 1/1000000^{ème}) se construit. La carte géologique est aussi parfois à réviser, et elle continue d'être actualisée en lien avec les nouvelles données.

- Les problèmes à résoudre sont idéalement mis en perspective avec la façon dont ils ont été réellement posés au cours du temps et les réponses apportées sont ensuite critiquées (histoire des sciences).

- Un principe sur le terrain : toutes les roches peuvent être contemporaines (de même âge), il faut reconstruire la chronologie des événements (voir les notes de terrain concernant le Limousin).

- Il y a besoin de dater les échantillons pour comprendre ce qu'on observe et les technologies de datation ont évolué :

Avant, avec la dissolution des zircons, on obtenait une « moyenne » d'âge plus ou moins juste. Il faut tenir compte de l'incertitude et on a besoin de savoir comment la mesure a été faite (= fiabilité). Le travail se fait en partenariat avec le géochronologue, et il faut faire confiance, en le matériel, son calibrage, la technique employée aussi. On refait les mesures de nombreuses fois, on minimise la marge d'erreur.

Aujourd'hui, on a des sondes ioniques, ou des sondes laser, qui nous permettent de faire plusieurs mesures, en différents points d'un même zircon (âge mesuré au centre du zircon = âge du protolithe, âge mesuré sur les bords = âge du métamorphisme), et ce sur plusieurs zircons différents, récoltés à plusieurs endroits différents. L'âge du centre du zircon n'est pas forcément le même que celui de la périphérie. Exit la méthode de datation (isochrone) quand on a des zircons, car pour cette méthode de datation, il est nécessaire d'avoir beaucoup de matériaux, sur une large répartition géographique, et une ségrégation isotopique suffisante. Il faut environ 1 an pour construire une droite isochrone à partir des données de terrain, contre 1000 euros pour une série de mesures sur les zircons (120 points).

- Une carte géologique peut être placardée sur un bus avec des aimants, et Michel Ballèvre, avant d'utiliser cette carte, s'intéresse à sa date d'édition, ses auteurs. Bref, il cite ses sources.



- En recherche et en sciences de manière générale, il faut décroisonner, travailler ensemble. Confronter ses idées, connaissances et observations pour concevoir un modèle accepté par tous. Le plus parcimonieux possible.

Exemple en géologie : utilisation de données paléobiogéographiques dans la reconstitution des événements. Approche systémique ? Utilisation des fossiles de trilobites pour justifier de la présence et de la localisation de l'Océan Rhéique. On a des genres de trilobites identiques, mais des espèces différentes dans les faunes du Pays de Galles et celles du Sud (Espagne), preuve d'un ancien océan Rhéique vaste. L'isolement des populations les amène à évoluer de manière différente, de nouvelles espèces apparaissent, on peut dater le début de la divergence.

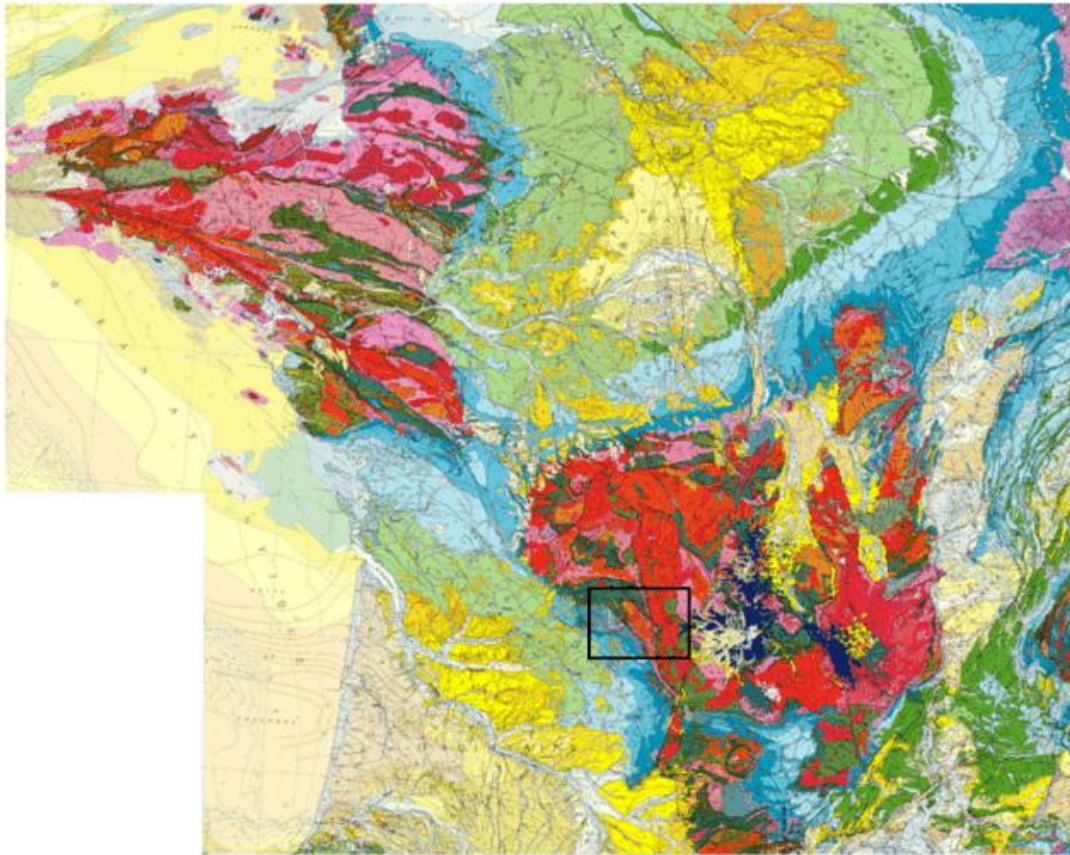
NB : 5% des trilobites sont des trilobites pélagiques, avec des yeux tout autour du céphalon. Ils ont une large répartition géographique et peuvent servir de fossiles stratigraphiques. L'observation de la répartition des trilobites benthiques permet de distinguer 3 grands domaines fauniques, correspondant à Laurentia, Baltica et Gondwana.

En recherche, il vaut mieux sur une représentation (carte), placer une hypothèse vérifiable et testable, que d'y laisser des informations que l'on sait fausses. Ex : sur la carte du Limousin, le chercheur peut proposer une répartition des isogrades qui soit compatible avec le modèle qu'il envisage, en précisant qu'il s'agit d'une hypothèse qui peut être réfutée a posteriori, plutôt que de laisser des isogrades fausses qui recourent les ensembles géologiques.

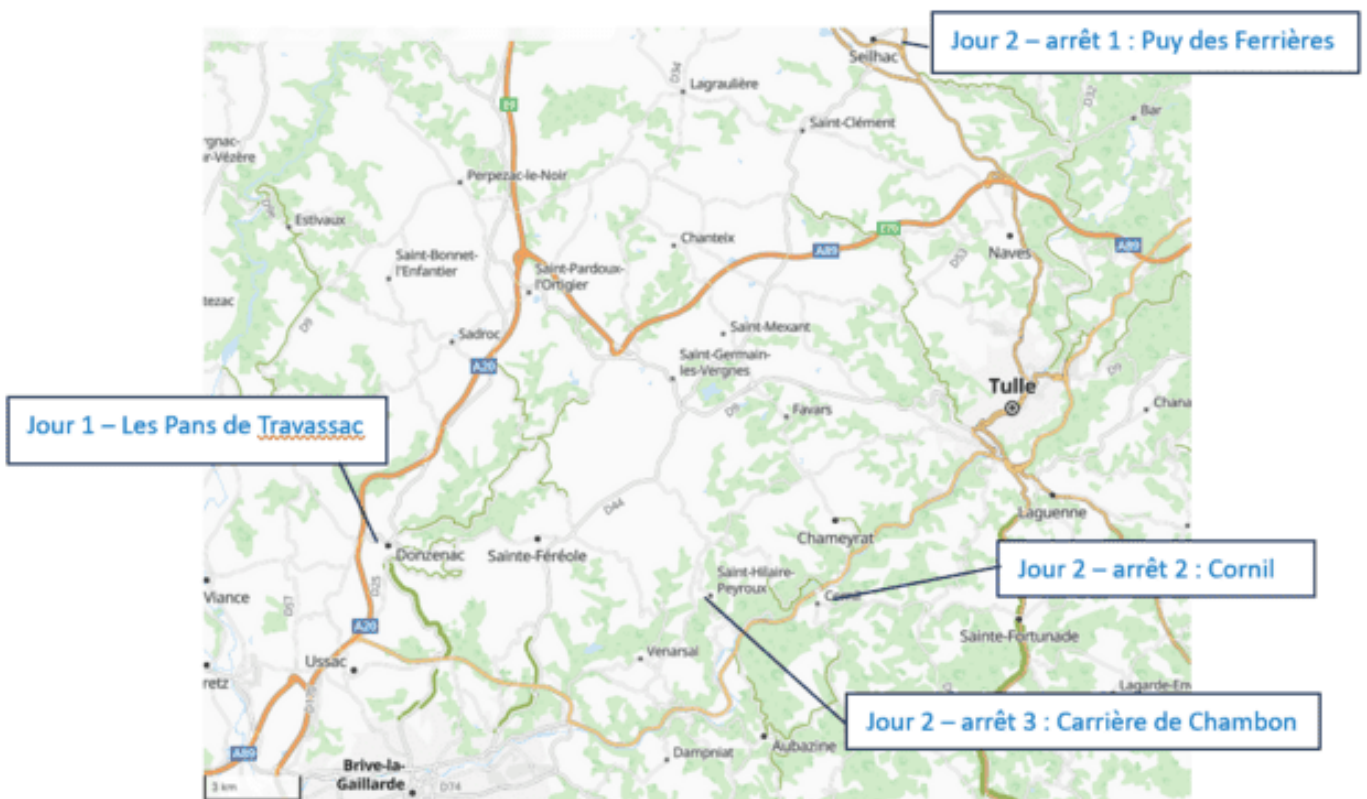
- L'Hercynien et le Varisque c'est pareil, mais si ! sauf pour les Allemands, mais ce n'est pas l'enjeu ici.

PARTIE 2 : compte-rendu des sorties sur le terrain

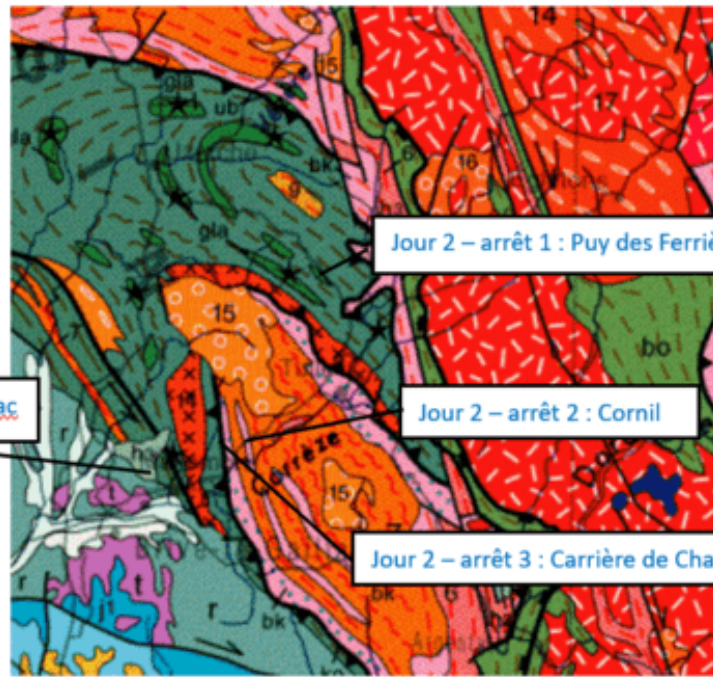
A/ Localisation sur la carte



Extrait de la carte géologique de France au 1.10^{-6} (BRGM)



Localisation des arrêts réalisés (Extrait carte Michelin)



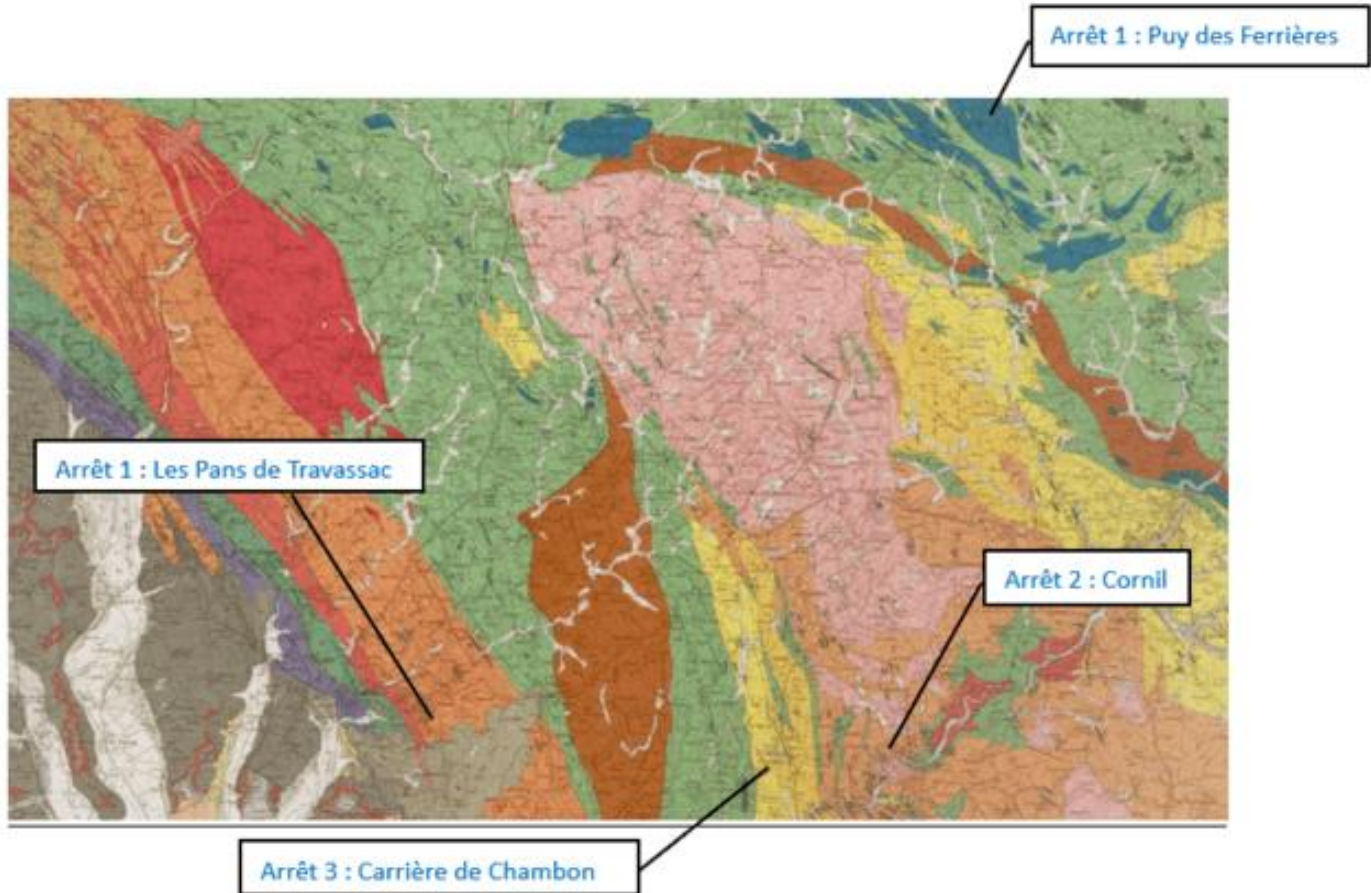
Jour 1 – Les Pans de Travassac

Jour 2 – arrêt 1 : Puy des Ferrières (étoile = éclogite)

Jour 2 – arrêt 2 : Cornil

Jour 2 – arrêt 3 : Carrière de Chambon

Extrait de la carte géologique de France au 1.10⁻⁶ (BRGM)



Arrêt 1 : Puy des Ferrières

Arrêt 1 : Les Pans de Travassac

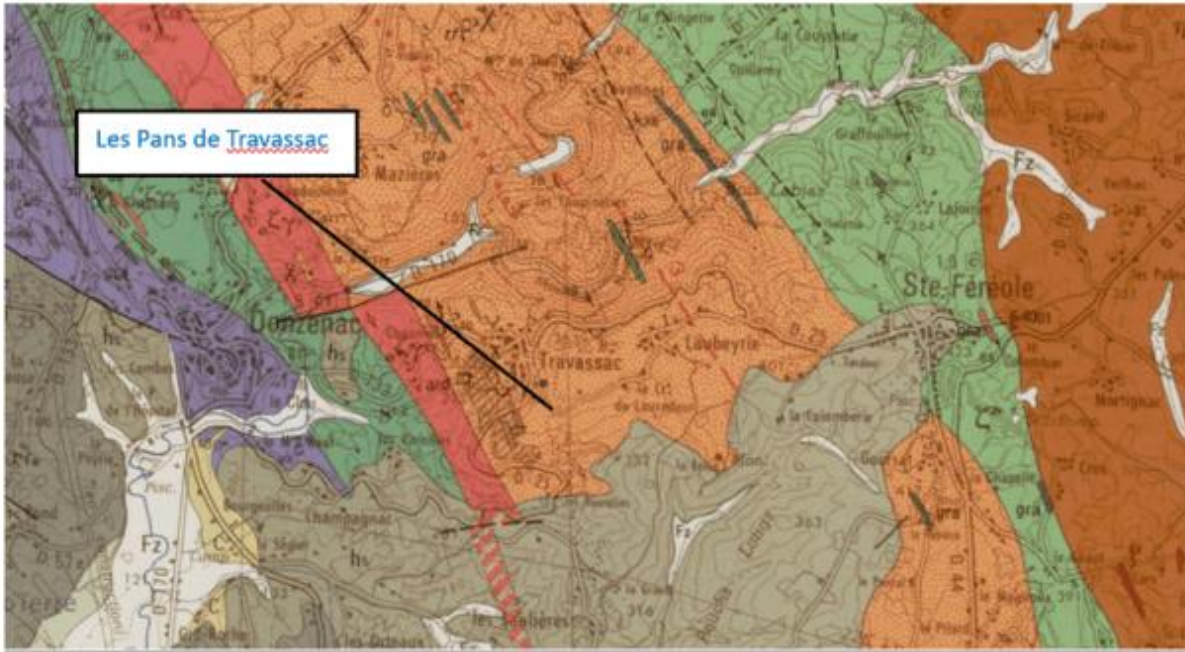
Arrêt 2 : Cornil

Arrêt 3 : Carrière de Chambon

Carte géologique de Tulle (1/50000 - BRGM / InfoTerre)

B/ Les arrêts

Jour 1 : les Pans de Travassac



Légende de la zone de Travassac : Formation métamorphique mésozonale des "Quartzites de Payzac (ou de Combarn)" : quartzites feldspathiques et micaschistes à biotite +/- grenat, dérivant d'un spathiques et micaschistes à biotite +/- grenat = Complexe volcano-détritique rhyo-dacitique - BRGM

Carte géologique de Tulle (1/50000 - BRGM / InfoTerre)

1/ Les filons d'ardoises

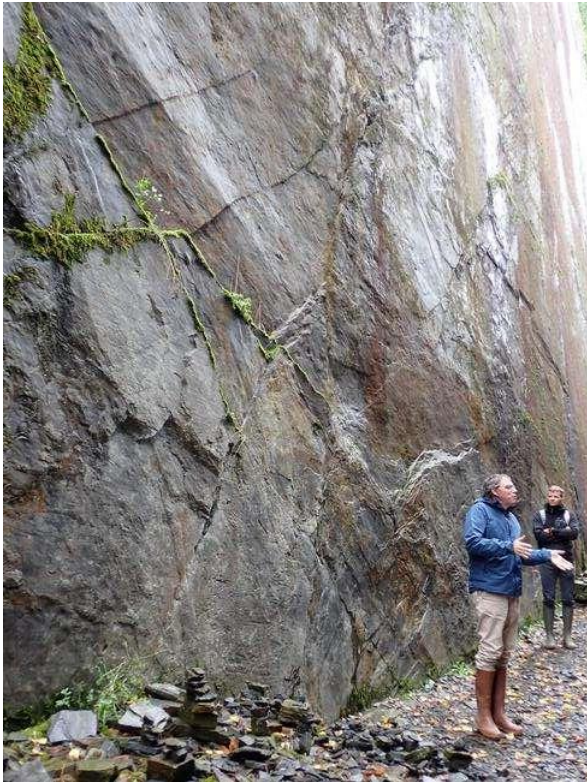
Ce sont des schistes ardoisiers, qui forment une bande de 40 km de long sur la carte géologique. Il y a 6 filons d'ardoises de très bonne qualité, c'est-à-dire très étanches et très fissibles. Elles ont d'ailleurs été utilisées pour la rénovation des toits des bâtiments du Mont Saint Michel. Actuellement seules 3 ardoisières sont en exploitation en France, dont celle-ci et celle de Trélazé, près d'Angers. Ici, tout est valorisé : ardoises pour toitures, pour terrasse, pour paillage...

Il y a aussi 6 grandes parois verticales, qui sont des ardoises non exploitées, car riches en quartz et fer. On dit qu'elles sont stériles. Ces parois, témoins de l'exploitation des ardoises de bonne qualité, font 100 m de hauteur, et il y a en plus un trou de 50 m de profondeur au pied de ces parois, témoin d'une exploitation en profondeur par le passé.



(photographie 1 - source : JST 2024)

2/ des observations sur le terrain



(photographie 2 - source : JST 2024)



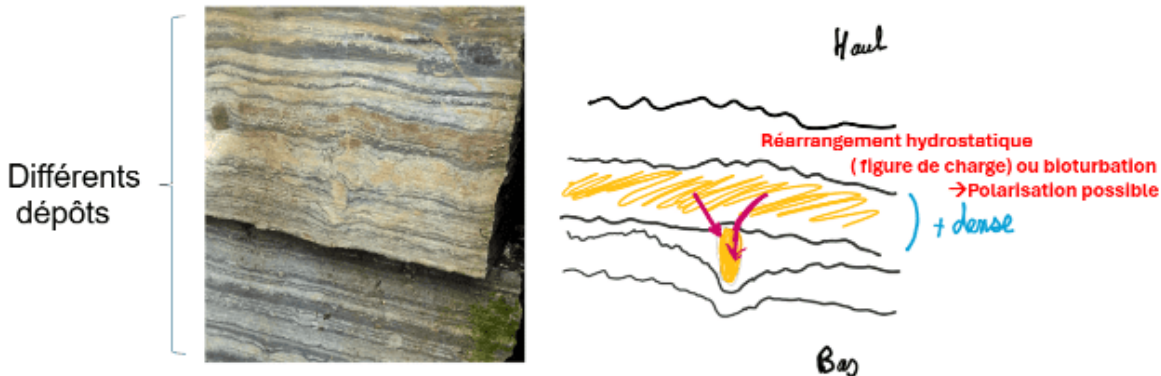
niveau conglomératique dans un pan "stérile" (photographie 3 - source : JST 2024)

- La paroi est parfaitement plane, avec un réseau de fractures bien visibles. (photographie 2)
- L'hétérogénéité est forte, avec un niveau conglomératique (témoins d'une phase de dépôt sédimentaire) contenant des éléments plus ou moins grossiers, des galets peu étirés mais elliptiques. Cette observation donne le « fil ». (photographie 3)
- Il y a 3 types de plans verticaux de schistosité avec linéation :
 - Étirement (« fil »), qui constitue la déformation principale
 - Crénulation (petits plis), qui constitue la déformation secondaire
 - Marques de glissements sur le plan de faille
- Redressement vertical, donc la schistosité est parallèle à la stratification.
- pas de fossile observé, il y a 3 explications possibles :
 - Soit le dépôt sédimentaire est ante-Cambrien, il n'y a donc pas de macrofossile

- Soit les fossiles sont tellement déformés qu'on ne les voit plus
- Soit le milieu de dépôt était très profond, ne permettant pas de vie suffisamment développée pour que des fossiles se soient conservés.

Ces schistes ardoisiers ont une origine **volcano-sédimentaire**, c'est-à-dire un **grauwacke plus ou moins grossier**. Lorsque ce grauwacke est très fin, alors cela constitue un bon niveau ardoisier. Lorsqu'il est plus grossier, alors il est riche en quartz et donc inexploitable.

Observation d'une figure post-sédimentaire



(photographie 4 - source : JST 2024)

3/ l'origine de la grande variété d'ardoises du site : le métamorphisme

La grande variété d'ardoises sur le site, et la variation des propriétés mécaniques des ardoises d'ouest en est, sont expliquées par une transformation des minéraux. La roche a subi un épisode de **métamorphisme**. (Muscovite → biotite, grenat)

Le métamorphisme est dû à une augmentation de la température d'ouest vers l'est. La chaleur circule des zones de hautes températures vers les zones de basses températures dans les ardoises. Les roches sont ductiles lors de la transformation minéralogique, il n'y a donc pas de déformation.

Les failles et fractures apparaissent plus tardivement.

Suite à cet épisode de déformations cassantes, l'eau peut circuler dans les fractures, et les ardoises deviennent donc moins étanches, donc de moins bonne qualité. Par ailleurs, l'eau qui circule dans ces fractures entraîne des changements chimiques. En effet, l'eau dissout la pyrite (riche en sulfate de fer) et devient donc riche en oxydes de fer et en oxydes de manganèse. D'où un développement possible (très rare ici) de cristaux appelés dendrites (à croissance de type fractale), et la formation de trous.

Remarque : les ardoises d'Angers et d'Espagne sont riches en pyrite, c'est pour cette raison qu'elles sont de moins bonne qualité, elles finissent par se trouser. Mais ici, très peu de pyrite, d'où leur qualité exceptionnelle ! Elles peuvent rester intactes pendant 300 ans.

Sédiments marins



(photographies 5, 6 et 7 - source : JST 2024)

4/ le travail des ardoisiers

Étape 1 : robillage (premier débitage grossier)

Étape 2 : effeuillage, jusqu'à 3 à 5 mm d'épaisseur (max 8mm). Le son garantit la qualité de l'ardoise, un bon son signifie qu'il n'y a pas de fracture dedans

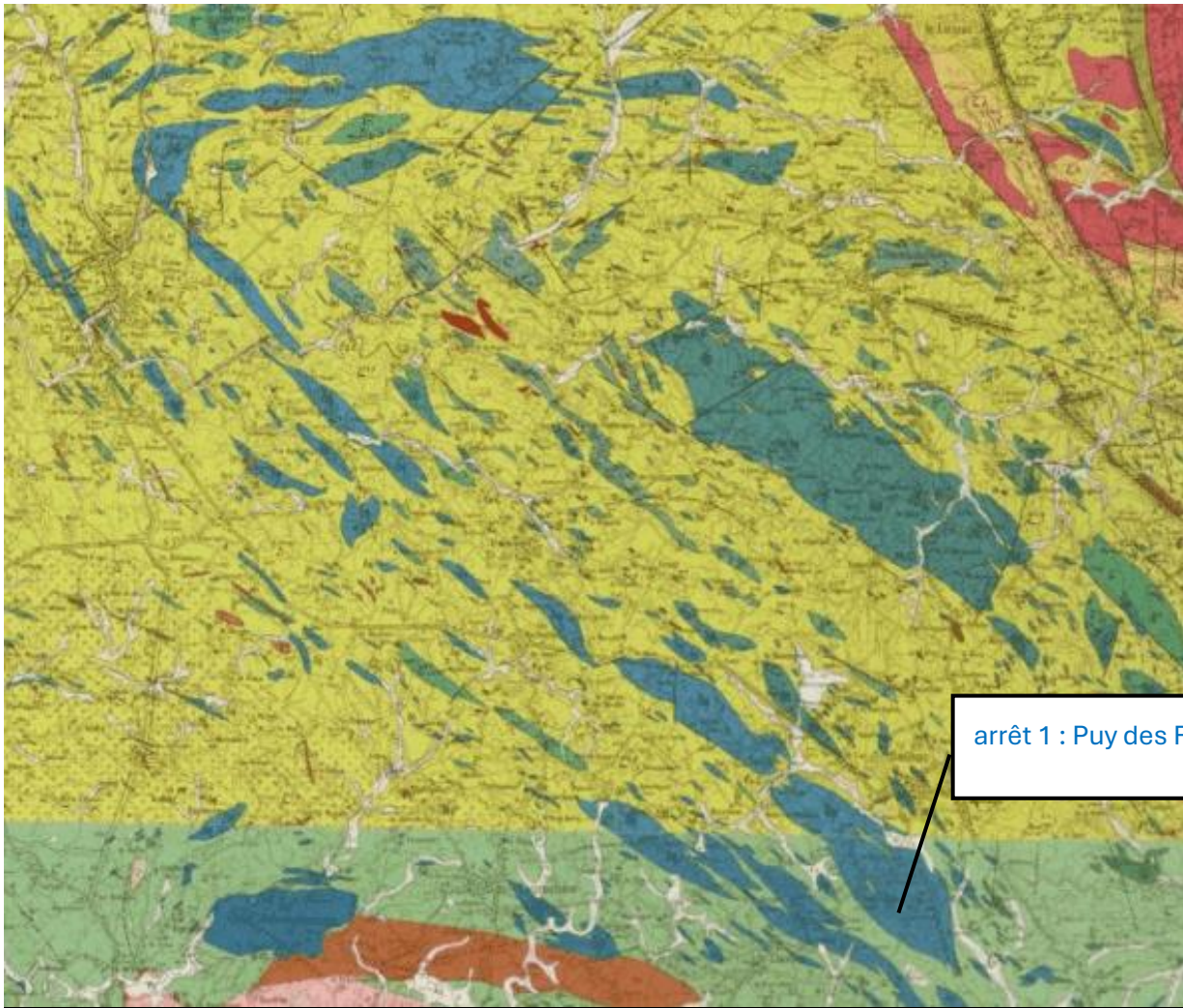
Étape 3 : la taille.

- Carrée pour faciliter l'évacuation de la pluie (Bretagne et Normandie)
- Arrondie pour faciliter l'évacuation de la neige (en haute montagne)
- En ogive (moyenne montagne, ex : Salers dans le Cantal), + facile à tailler

Remarque : les activités de cette carrière :

- Production d'ardoises
- Recyclage d'anciennes ardoises (retaillées), permet d'économiser la ressource
- Négoce des autres ardoises (Angers, Espagne)

Jour 2 - arrêt 1 : le Puy des Ferrières



Carte géologique de Tulle (1/50000 - BRGM / InfoTerre)

Jaune/vert : Gneiss plagioclasiques à biotite seule ou à deux micas (BRGM)

Lentilles bleues : Eclogites amphibolitisées (BRGM)

Lentilles vertes : Amphibolites banales à hornblende-andésine (BRGM)

1/ Analyse de la carte géologique :

Il s'agit d'un pli synclinal avec la terminaison périssynclinale bien visible au Nord Ouest de la carte.

On observe principalement deux terrains :

- des lentilles bleues ou vertes = **éclogites +/- amphibolisées**
- un encaissant vert = **gneiss**, avec quartz, feldspath, biotite, et grenat (+ disthène, sillimanite).
C'est un paragneiss (protolithe = métagrauwacke)

Remarque : une éclogite est une roche basique transformée lors d'une subduction océanique ou continentale ! (Idem pour le faciès éclogitique : aussi pour subduction continentale)

2/ Observation des "cailloux" au sol, à côté du bus

On trouve 2 types de roches :

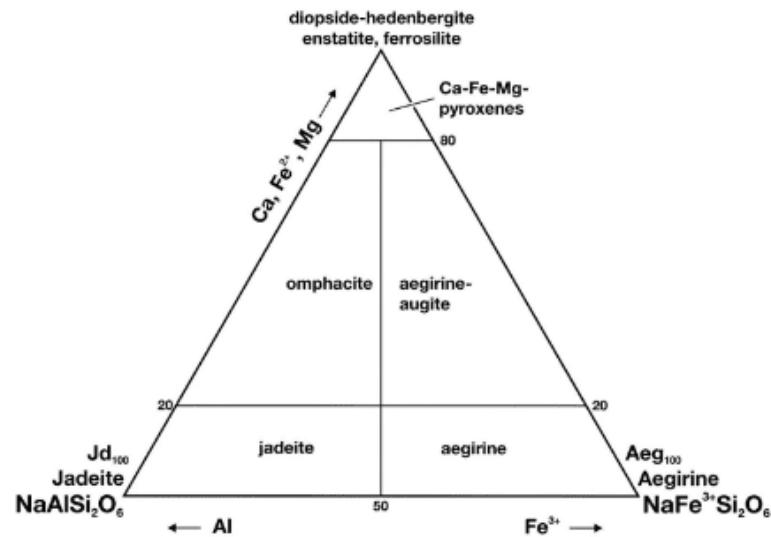
- des roches claires, avec du grenat dans une matrice claire (jadéite) = **éclogites**
- des roches sombres, avec du plagioclase et des amphiboles = **amphibolites**

les écoligites

Le mot "écoligite vient du grec "Eclogae" qui signifie "choix". L'écoligite est effectivement une roche de choix, car c'est une belle roche, grâce à ses grenats rouges, et sa jadéite verte.

Eclogite = grenat + omphacite (pyroxène calco-alcalin) ou jadéite (pyroxène alcalin)

Omphacite = tous les intermédiaires entre diopside (Ca, Mg, Fe) et jadéite (Mg, Fe).



Le calcium va dans le grenat, et le pyroxène diopside devient alors un pyroxène omphacite ou jadéite.

Les **écoligites** contiennent du grenat, elles appartiennent donc au domaine des hautes pressions (HP), contrairement aux **amphibolites** qui sont stables à plus basses pressions.

Les **écoligites** reviennent vers la surface, par exhumation. Elles tentent alors de se rééquilibrer et de se transformer en **amphibolites**.

Les écoligites et les minéraux de hautes pressions sont les reliques d'une nappe ophiolitique affectée par un métamorphisme de haute pression, témoin d'une lithosphère océanique subductée.

Eclogite Ferrotitane

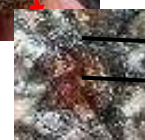
Forme « évoluée », dans la chambre magmatique litée.

Présence de Zircon et datation du protolithe à 480 MA (Protolithe= gabbro)



Eclogite Mg, Al

Forme de cumulat (fond chambre magmatique), âge du métamorphisme de subduction identifié à 360 MA



Omphacite

Grenat

(photographies 8, 9 et 10 - source : JST 2024)

Ici, les 2 roches sont 2 éclogites (photographies 8, 9 et 10) :

- Une riche en aluminium et magnésium (= éclogite Mg, Al)
- L'autre riche en fer et titane (= éclogite ferrotitane)

(Comme au Viso : un gabbro aluminomagnésien avec du pyroxène vert, et un gabbro ferrotitané plus évolué dans la série tholéiitique, qui donne une éclogite)

Donc on peut en déduire que la chambre magmatique est litée, qu'elle était assez conséquente, avec des cumulats.

*Quelle est la roche à l'origine des **éclogites** avant l'épisode de métamorphisme ?*

Le système est clos, donc : roche initiale + eau → roche finale.

D'après les analyses chimiques, la roche initiale est une roche de composition basaltique :

- Soit une coulée de lave
 - Soit des filons doléritiques
 - Soit une intrusion gabbroïque (tous les trois issus du même magma)
- Ici, c'est un **ancien gabbro**.

Quel âge a le protolithe magmatique ? Quelle méthode de datation utiliser ?

Tous les minéraux magmatiques se transforment pendant l'épisode de métamorphisme, sauf le zircon si le métamorphisme se produit à une température inférieure à 800°C.

Mais dans l'éclogite MgAl, il n'y a pas de zircon (alors qu'il y en a beaucoup dans un granite par exemple, où il forme une auréole noire autour de la biotite). Alors les géologues ont échantillonné 100 kg de l'éclogite ferrotitane, et ils ont pu dater le protolithe. → **480 Ma** (Ordovicien inférieur)

Et l'âge du métamorphisme ?

C'est beaucoup plus délicat à déterminer pour les géochronologues, car le zircon a résisté au métamorphisme.

Le zircon donne l'âge magmatique, ou magmatique plus ou moins perturbé. La méthode par dissolution du zircon dans de l'acide n'est pas sûre. Mais il existe une nouvelle méthode, la méthode ponctuelle. (par évaporation, et en utilisant laser, ou sonde ionique) On choisit un endroit précis du minéral de zircon : le cœur, qui donne l'âge du protolithe, ou la bordure, qui donne l'âge de l'épisode métamorphique. Ce qui s'est évaporé est transféré dans un spectrophotomètre pour analyse. On ne récupère qu'un milliardième de gramme... Il faut avoir confiance en toute l'ingénierie ! Il y a un contrôle qualité en parallèle, avec un zircon dont on connaît déjà l'âge, c'est un témoin, on fait les deux en parallèle. (120 analyses pour un échantillon de zircon, pour un coût total de 1000 euros)

Ici l'âge du métamorphisme est estimé à **360 Ma** (Carbonifère inférieur). (≠ 400 à 450 Ma, comme on le pensait)

3/ les deux blocs rocheux d'éclogite observés dans le bois

Ce ne sont pas des affleurements, mais des blocs rocheux, qui ne sont pas à leur place originelle.

Premier bloc rocheux :



(photographie 11 - source : JST 2024)



Grenat en relief, rouge
Auréole d'amphibole
Omphacite (pyroxène)

(photographie 12 - source : JST 2024)

photographie 11 et 12 : **Eclogite** avec de beaux grenats et une auréole sombre. Il y a une réaction avec l'omphacite, qui forme cette couronne d'amphibole sombre. Cela se produit lors de la rétrogenèse, lorsque la roche remonte (exhumation).



(photographie 13 - source : JST 2024)

photographie 13 : Disposition et différence de tailles des minéraux expliqués par un litage magmatique dans la chambre magmatique (pression et température identiques) :

- en haut : homogène, avec gros grenats
- en bas : litage, foliation, avec petits grenats

Deuxième bloc rocheux :



(photographie 14 - source : JST 2024)



(photographie 15 - source : JST 2024)

Sur la photographie 15, 4 cm au-dessus de la règle, les amphiboles sont alignées horizontalement, car il y a eu une fracture avec une circulation d'eau, qui a permis le développement des amphiboles (minéraux hydratés, donc leur formation nécessite de l'eau). C'est le signe du début de la rétro-morphose.

Ici les grenats sont de tailles variées. En effet, lorsque la température augmente :

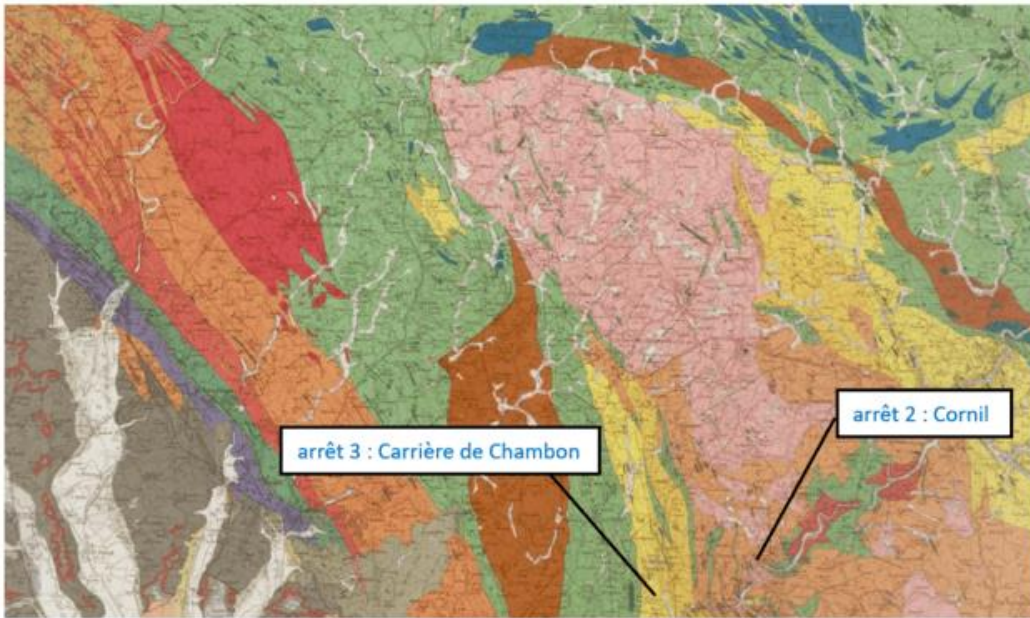
- soit peu de germes se forment, qui vont croître et former de gros grenats,
- soit beaucoup de germes se forment, qui vont peu croître et former beaucoup de petits grenats.

Les géologues ne savent pas encore ce qui détermine l'un ou l'autre des scénarios.

Un minéral de grenat met en moyenne 1Ma à croître, à cause de la lenteur de la conduction de la chaleur. On connaît ce temps de croissance, en comparant l'âge d'un minéral en son cœur et sur sa bordure.

Donc **Unité Supérieure** de l'anticlinal de Tulle = **Paragneiss + Eclogites**, issues d'un **métagabbro** cristallisé il y a **480 Ma** et métamorphisé il y a **360 Ma**, et témoins d'une lithosphère océanique subductée (ophiolites).

Jour 2 - arrêt 2 : Cornil



Carte géologique de Tulle (1/50000 - BRGM / InfoTerre)

Légendes du BRGM :

Orangé-saumon, au centre de l'antiforme : Essentiellement quartzo-feldspathiques : Leptynites d'Albussac : Gneiss mésocrates à biotite et hornblende, leptynites grises à biotite seule (lithologie antémétamorphique : Trondhjémites et leucodiorites quartziques)

Jaune doré : Formations "ortho-dérivées" essentiellement quartzo-feldspathiques : Leptynites d'Aubazine : Leptynites roses à microcline et biotite (lithologie antémétamorphique : Granite équant sub-alkalin)

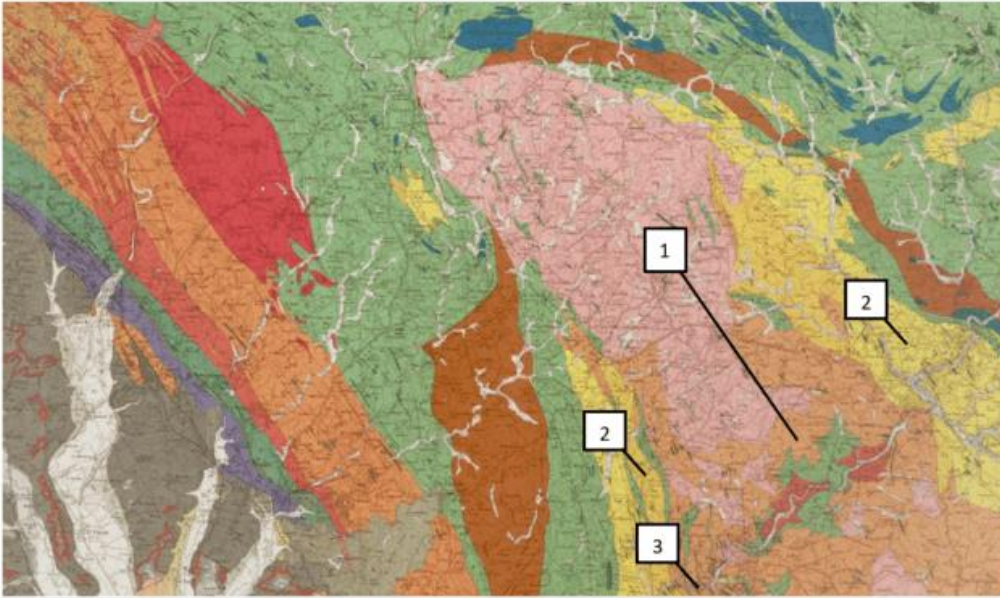
Jaune clair : Leptynites de Vergonzac, Leptynites de Tulle : Leptynites rosâtres à grain fin, albite, oligoclase avec intercalations localement fréquentes d'amphibolites à biotite : Rhyolites, kératophyres quartziques)

Vert : Gneiss gris du Bas-Limousin : Gneiss essentiellement quartzo-plagioclasiques à deux micas ou biotite seule (lithologie antémétamorphique : Grauwackes, pélites)

Brun : Formations éruptives : Tonalites à gros grain

Fushia au centre : Formations "ortho-dérivées" embréchite de Cornil : Orthogneiss à biotite de divers types (amygdalaires, rubanés, ?illés) et noyaux granitiques reliques (lithologie antémétamorphique : Granite monzonitique à biotite)

Rose au centre en haut : Formations éruptives : Granite de la zone migmatitique de l'anticlinal de Tulle : granite type "Chanteix" et granite type "Cornil"



Carte géologique de Tulle (1/50000 - BRGM / InfoTerre)

analyse de la carte :

On parle plutôt de synforme et d'antiforme, que de synclinal et anticlinal.

Ici il s'agit de l'antiforme de Tulle, avec sa terminaison périantyclinale, bien visible au Nord Ouest.

les pendages de la schistosité sont visibles :

- 1 : structure horizontale
- 2 : pendage fort
- 3 : « V » dans la vallée, donne le pendage

Rappels :

Schistosité, foliation = orientation préférentielle des minéraux

Schistosité quand grains fins, foliation quand grains plus grossiers, visibles à l'œil nu

Litage = lits de composition différentes, de nature sédimentaire, magmatique ou métamorphique

La foliation est perpendiculaire, parallèle ou oblique au litage (Ex : gneiss, où foliation et litage)

1/ Premier affleurement : la « falaise »

On est dans l'Unité Inférieure, au cœur de l'antiforme, donc la foliation est plane.



(photographie 16 - source : JST 2024)



Leptynite (photographie 17 - source : JST 2024)

On observe des grains fins de quartz et feldspath, donc c'est un gneiss à grains fins = **leptynite** (≠ gneiss oillé, à grains plus grossiers)

Origine para ou ortho dérivée ? Pour savoir si une roche est ortho ou para dérivée, il faut déterminer si l'affleurement est homogène ou non.

- Si homogène, alors origine magmatique
- Si non homogène avec litage centimétrique ou décimétrique, et stratification sédimentaire, alors origine sédimentaire

Ici c'est homogène, donc le gneiss est ortho dérivé.

L'analyse de sa composition chimique indique que c'est une roche magmatique acide ou intermédiaire.

Sur la carte, il y a 3 types de leptynites :

- Leptynite X : leucocrate (clair, rose) donc sans amphibole ni mica, de couleur jaune sur la carte
- Leptynite Y : de couleur jaune or sur la carte
- Leptynite Z : mésocrate, de couleur rose/jaune/ saumon sur la carte

Ici, c'est la leptynite mésocrate (Z), avec le plan de schistosité donné par les minéraux de biotite, bien dorés et brillants, et parfois par des minéraux d'amphibole. Donc c'est une **leptynite à biotite et amphibole**, mésocrate.

La biotite est pléochroïque, très colorée (du noir au rouge) et l'amphibole est très sombre aussi. Donc ce sont des minéraux ferrifères.

C'est donc un **orthogneiss alcalin (leptynite)**, dont la roche d'origine appartenait donc à une série alcaline.

Il s'agit donc d'une **ancienne rhyolite ou dacite, d'une série alcaline**, témoin d'un épisode de rift continental.

La datation avec le zircon (méthode par dissolution ou ponctuelle) donne un âge de **480 Ma** (ordovicien inférieur) à la rhyolite.

Remarque : De la Galice à la Bohême, on observe la même lithologie, cela montre que la chaîne varisque était très étendue.

Donc **le cœur de l'Unité Inférieure** de l'anticlinal de Tulle =
leptynite à biotite et amphibole (orthogneiss alcalin)
issu du métamorphisme d'une **rhyolite alcaline**, formée il y a **480 Ma**,
dans un contexte de rift continental

2/ Deuxième affleurement : l'éboulis



Leptynites (=Gneiss à grain fin)
Orthogneiss alcalin : Originellement une rhyolite alcalin
constituant la nappe inférieure du socle, formée dans le cadre
d'un rift continental.

Leuco granite intrusif :
Formé par fusion de sédiments profonds

(photographie 18 - source : JST 2024)

On observe des blocs de matériaux gris isotropes, sans foliation, grenus, à grains fins de quartz et feldspath, et petits minéraux de biotite et muscovite. C'est **un granite à biotite et muscovite**, mésocrate (gris), à grains fins. (échantillon de droite de la photographie 17)

L'encaissant est la **leptynite**. (échantillon de gauche de la photographie 17)

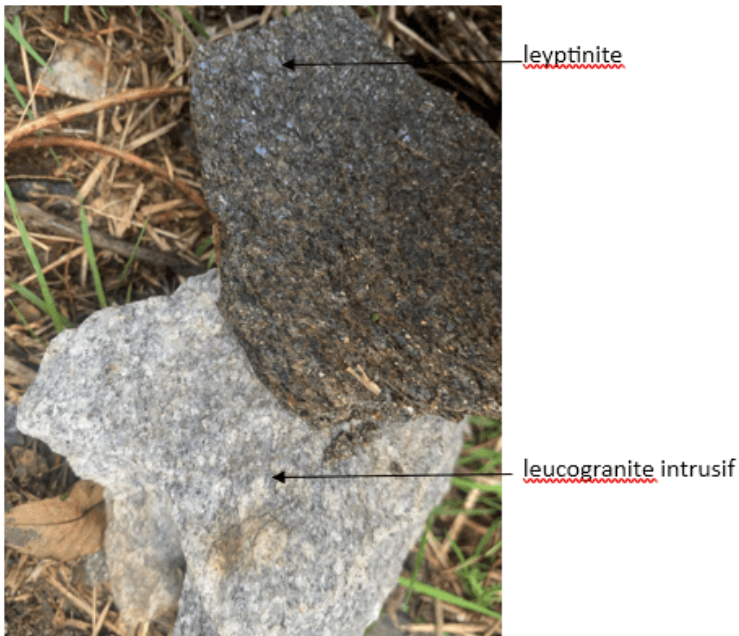
Le granite est intrusif à l'intérieur des leptynites, donc le granite est plus jeune que les leptynites.



leucogranite

leptynite

(photographie 19 - source : JST 2024)



(photographie 20 - source : JST 2024)

Le granite est recoupé par des **filons** leucocrates (plus clairs), contenant aussi du quartz et des feldspaths (+ biotite et muscovite). Ces filons sont :

- Soit à grains fins = **aplite**
- Soit à grains très grossiers = **pegmatite** (photographies 21 et 22)



filon de pegmatite dans granite à biotite et muscovite (photographie 21 - source : JST 2024)



filon de pegmatite dans granite à biotite et muscovite (photographie 22 - source : JST 2024)

Quel est l'âge du granite ?

Le granite est le résultat de la fusion partielle d'une roche source. Si cette roche contenait du zircon, il peut avoir fondu à 1600°C. Mais quand le magma remonte vers la surface, il peut remonter des zircons hérités. La datation risque donc de concerner ces zircons hérités, et donc de donner l'âge de la roche source du granite. Certains granites sont constitués à 100% de zircons hérités.

Le leucogranite est un granite avec beaucoup de muscovites (et peu de biotite). Dans ce cas, il y a beaucoup de zircons hérités. Mais dans les granites à biotite et à amphiboles, il y a peu de zircons hérités, ce sont principalement des zircons néoformés, donc on peut les utiliser pour dater la formation du granite. Les géochronologues savent distinguer les zircons néoformés des zircons hérités, et choisissent donc les zircons qu'ils datent.

Ici c'est un granite à biotite, donc la datation par zircons néoformés est possible et donne un âge de formation du granite = **320 Ma** (Carbonifère).

(la méthode Rb/Sr n'est quasiment plus utilisée car elle est sensible aux circulations de liquides postérieures)

Donc **le cœur de l'unité inférieure** de l'anticlinal de Tulle = **leptynites à biotite et amphibole**, recoupées par **du granite à biotite et muscovite** issu de la fusion partielle de sédiments* il y a **320 Ma**, et présence de filons de **pegmatite** et d'**aplite**

*micaschistes (voir page 27)

Le granite constitue une fenêtre de ce qu'il se passe à 15 ou 20 km de profondeur.

Complément sur les leucogranites d'après le site Planet-Terre.ens :

Les granites peuvent provenir directement de la fusion partielle de la croûte continentale, sans aucune intervention de matériel mantellique. Cette fusion crustale a souvent lieu dans les zones orogéniques par enfoncement-réchauffement de portions de croûte continentale, ainsi que par l'hydratation ou la décompression (par remontée) de fragments de croûte continentale profonde chaude.

Il est possible que tout ou partie du magma produit reste mélangé avec le résidu non fondu de la croûte continentale et que cette zone de mélange affleure après refroidissement, exhumation et érosion : on aura alors une migmatite. Il est possible que le magma se sépare du résidu non fondu, migre un peu et s'accumule juste au-dessus de la zone de fusion. Le granite sera alors dit « concordant » car en équilibre minéralogique et géométrique avec son voisinage. Si le magma se sépare du résidu non fondu, quitte sa zone de genèse et migre vers le haut, cela donnera un granite intrusif et discordant dans un encaissant.

Ces granites sont parfois dits « granites S » (S comme Sedimentary), car le matériel source de ces granites est constitué de croûte continentale, souvent issue d'anciennes roches sédimentaires métamorphisées.

les granites S ("Sédiments", granites peralumineux des zones de collision) sont subdivisés en deux sous-espèces, à cordiérite (CPG) et à muscovite (MPG) ;

Les granites à muscovite (MPG, Muscovite Peraluminous Granites) sont des leucogranites (moins de 5% de minéraux ferro-magnésiens) à deux micas (biotite et muscovite). Ils forment en général de petits massifs de quelques kilomètres au maximum ; ce sont des magmas de relativement basse température, formés par fusion en présence d'eau de roches sédimentaires, dans un contexte de collision.

(Planet-Terre.ens : vade-mecum-granites - Il ne faut pas confondre granite et granité)

Remarque sur les pegmatites :

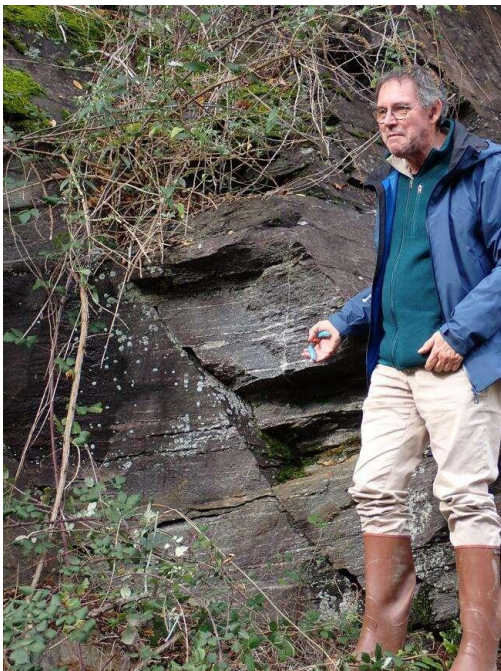
Elles sont issues d'une ébullition rétrograde. (Ebullition : augmentation de la température, rétrograde : baisse de la température)

Le magma contient une certaine quantité de molécules d'eau dissoute. Quand le magma cristallise, les cristaux de quartz et feldspaths (non hydratés) se forment, laissant de l'eau dans le magma. Puis des cristaux de biotite et de muscovite (riches en eau) se forment, laissant moins d'eau dans le magma. Mais il reste tout de même de l'eau dans le magma, cette eau forme une poche à 600°C qui contient de la silice et de l'aluminium dissous. L'eau cherche à s'échapper et ouvre des fractures, dans lesquelles il y a cristallisation de gros minéraux, formant les pegmatites. En effet, les ions se déplacent plus facilement s'il y a de l'eau. La croissance des cristaux est donc facilitée, d'où les gros cristaux.

On a donc ici la formation d'une roche à gros grains à cristallisation rapide à basse température. On parle de fluides tardifs. Les métaux sont concentrés dans ces fluides tardifs. Les pegmatites sont donc souvent riches en lithium, ou en bore (dans la tourmaline principalement, bore pour faire du pyrex).

La vitesse de cristallisation des cristaux est inégale. Les germes s'attachent à la paroi et ils croissent tant qu'ils peuvent, tant qu'ils ne sont pas gênés. La direction de croissance la plus rapide est perpendiculaire à la paroi, car ils ne se gênent pas.

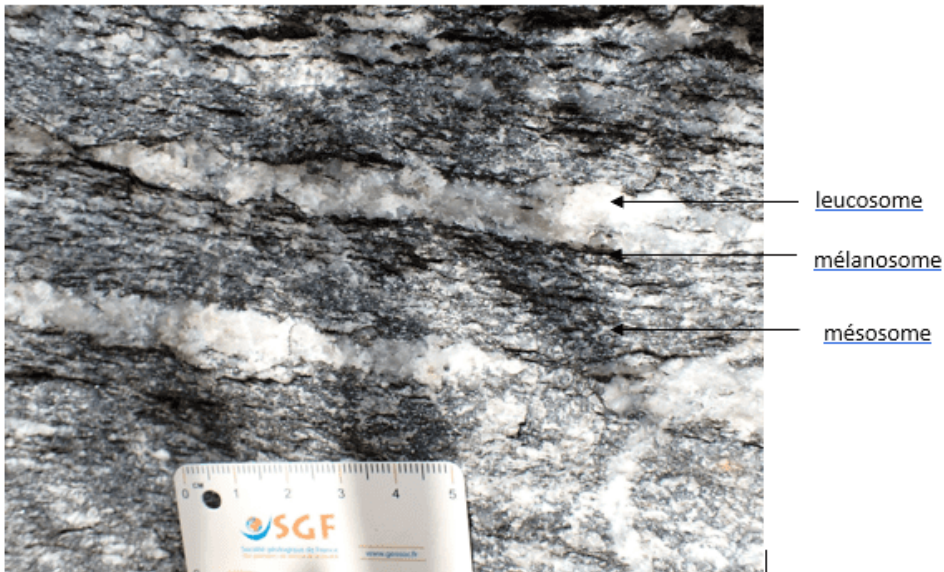
3/ troisième affleurement : dans le virage



(photographie 23 - source : JST 2024)

Il s'agit d'un **gneiss**, avec une foliation nette et un litage clair (gros grains de quartz) / foncé (grains plus fins). La roche est déformée, la foliation est parallèle au litage. On observe un niveau leucocrate à gros grains bordé par un très fin niveau sombre. C'est un **gneiss migmatitique**, résultat d'une fusion partielle daté d'il y a **330 Ma**, avec :

- une portion fondue liquide blanche = veine leucocrate, riche en quartz et feldspath (leucosome)
- un résidu de la fusion = bordure noire de biotite (mélanosome)
- la roche originelle qui n'a pas fondu = gneiss (mésosome, gris)



gneiss migmatitique (photographie 24 - source : JST 2024)

Donc **le cœur de l'unité inférieure** de l'anticlinal de Tulle = **leptynites à biotite et amphibole**, recoupées par **du granite à biotite et muscovite** issu de la fusion partielle de sédiments il y a **320 Ma**, et présence de filons de **pegmatite** et d'**aplite**, ainsi que du **gneiss migmatitique (330 Ma)**.

Jour 2 - arrêt 3 : Carrière du Chambon



Leptynites roses (anciennes coulées ignimbristiques) traces d'un volcanisme calc-alcalin de subduction

(photographie 25 - source : JST 2024)

On observe des roches stratifiées donc on peut tout de suite penser qu'il s'agit de roches sédimentaires.

Certes, elles sont bien stratifiées, avec des lits/bancs/stratifications de 20 cm à 1 m d'épaisseur.

Mais de près on distingue 2 types de roches :

- des roches claires, en relief, massives, riches en quartz et feldspath, à grains fins, foliés. Ce sont **des leptynites roses** (exploitées comme granulats dans la carrière).
- des roches sombres, en creux, verdâtres, dû aux minéraux altérables de chlorite, et un peu de biotite aussi présente (peu de quartz et feldspath). Ce sont aussi des **leptynites**.

Ce ne sont donc pas des roches sédimentaires !

Ces roches ne peuvent pas être issues d'un granite, car elles ne sont pas homogènes.

Elles ont une composition magmatique acide, donc liées à une formation volcanique explosive. Il est difficile d'imaginer un magmatisme effusif avec des coulées de lave, mais plutôt un magmatisme explosif acide, puis basique de temps en temps, ou volcano-sédimentaire préalablement altéré pour expliquer la présence de chlorite.

Donc elles ont une origine volcano-sédimentaire explosive acide, de la série calco-alcalin, et elles sont âgées de **480 Ma** (Ordovicien inférieur).

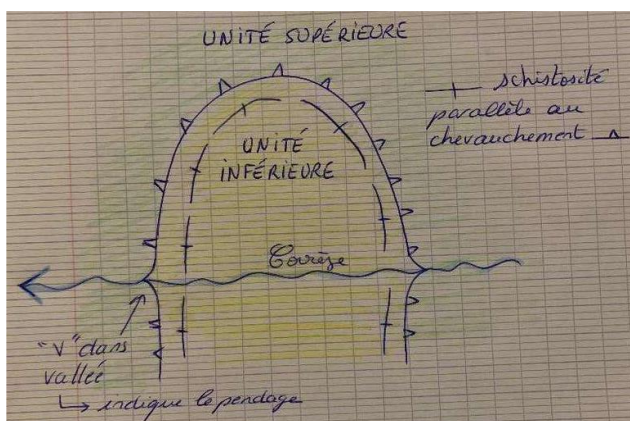
Les leptynites sont donc issues d'une **rhyolite alcaline** et d'une **rhyolite calco-alcaline**.

Donc il y a eu un épisode de rift intracontinental, avec du magmatisme alcalin, puis le rifting s'est poursuivi et le magmatisme est devenu calco-alcalin. Il s'agissait donc d'un environnement d'arc associé à une subduction, un arc qui s'étend puis se déchire. C'est un bassin arrière arc, dans un contexte distensif.

On parle de **complexe leptyno-amphibolique**, même s'il n'y a pas d'amphibole ici.

BILAN au bus

Sur la carte au millionième, un contact chevauchant est indiqué avec un grand granite tardif qui recoupe le tout.



En général, on observe des mylonites (zone avec de fortes déformations) au niveau des zones de chevauchement, mais pas ici. Donc on peut en déduire qu'ici le chevauchement a été ductile. Les roches étaient déformables au-dessus et au-dessous de la zone de contact. Donc on ne peut pas les distinguer par des critères liés à une déformation physique, mais on les distingue par leur composition chimique.

Ce contact est post-éclogitique, et post fusion partielle. (3 épisodes de fusion partielle : A, B et C)

Sur la carte de Tulle, il y a deux zones brun/orange autour de l'antiforme, c'est de la **diorite (tonalite)**.

C'est une roche grenue, massive, riche en plagioclase et en hornblende (amphibole calcique), et avec un peu de quartz. (C'est la "ligne tonalitique limousine".)

Quand il y a beaucoup de hornblende, on parle de hornblendite. La hornblende s'est accumulée au fond de la chambre magmatique, et la diorite est au-dessus. La diorite et la hornblendite appartiennent à l'unité supérieure, et correspondent au produit de la fusion partielle A.

La diorite est une roche isotrope, non déformée. Or la zone brun/orange épouse la forme anticlinale sur la carte. Donc l'intrusion de la diorite est antérieure au chevauchement et au plissement, dans l'unité supérieure. Mais elle est post-éclogitique et post paragneiss, elle est datée grâce aux zircons à **360 Ma** (Ordo. inf).

Il n'y a pas d'auréole de métamorphisme ici, car il n'y avait pas de contraste de température suffisamment important, car l'encaissant était chaud lui aussi (600 à 700°C, le magma 800°C), donc les roches « vertes » sur la carte gneiss ont partiellement fondu il y a **360 Ma**.

Donc :

- 1- Formation des **éclogites** à 45 à 60 km de profondeur, il y a un peu plus de **360 Ma**.
- 2- Exhumation des éclogites à 20/25 km de profondeur, qui se sont transformées en partie en **amphibolites**
- 3- Fusion partielle (A) de l'encaissant (paragneiss) formant les **diorites**, il y a un peu moins de **360 Ma**.
- 4- Puis chevauchement et plissement donc épaissement de la croûte, dans un contexte de collision, qui a entraîné la fusion partielle (B) à l'origine du **gneiss migmatitique**, il y a **330 Ma**
- 5- Puis fusion partielle (C) des micaschistes (unité de Millevaches, hypothèse à confirmer) à l'origine du **granite à biotite et muscovite**, il y a **310 Ma**, dans un contexte de fin de collision, où la pression baisse.

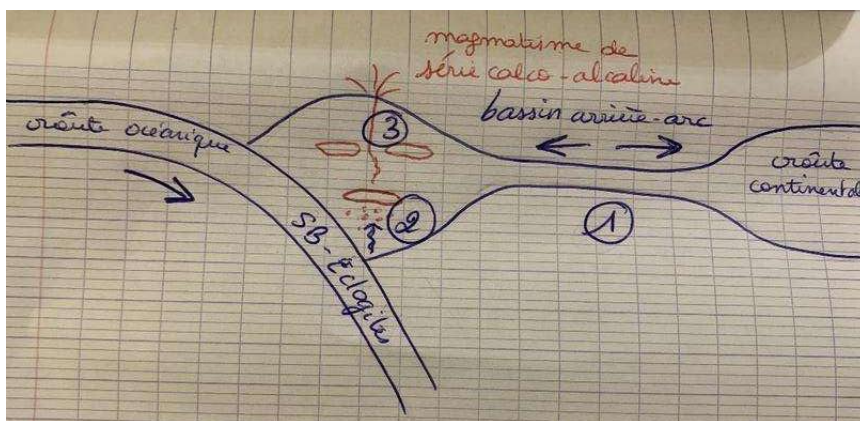


schéma subduction/arc

1 : Le bassin arrière arc sépare l'arc en deux : une partie évolue en arc à gauche, l'autre stoppe son évolution. Cela conduit à un volcanisme calco-alcalin car la plaque chevauchante est continentale.

2 : Formation des éclogites à 45 à 60 km de profondeur (pression 15 à 20 kbar) , il y a environ 360 Ma

3 : Fusion partielle (A) de l'encaissant (paragneiss) à l'origine de la diorite, à 18 à 25 km de profondeur (pression de 6 kbar)

Attention : il y a 2 générations d'éclogites dans l'histoire de la chaîne varisque, donc probablement 2 subductions différentes.

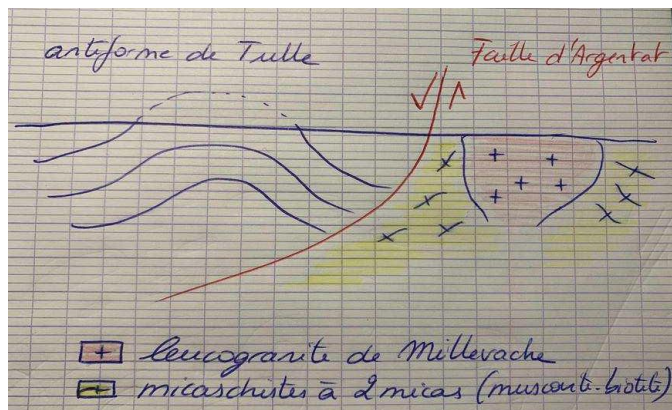
- Une éclogite dans l'unité supérieure, celle vue au Puy des Ferrières
- Une autre éclogite dans une unité plus basse, qui n'est jamais migmatitique (celle de l'île de Groix)

Deux autres remarques sur la carte géologique :

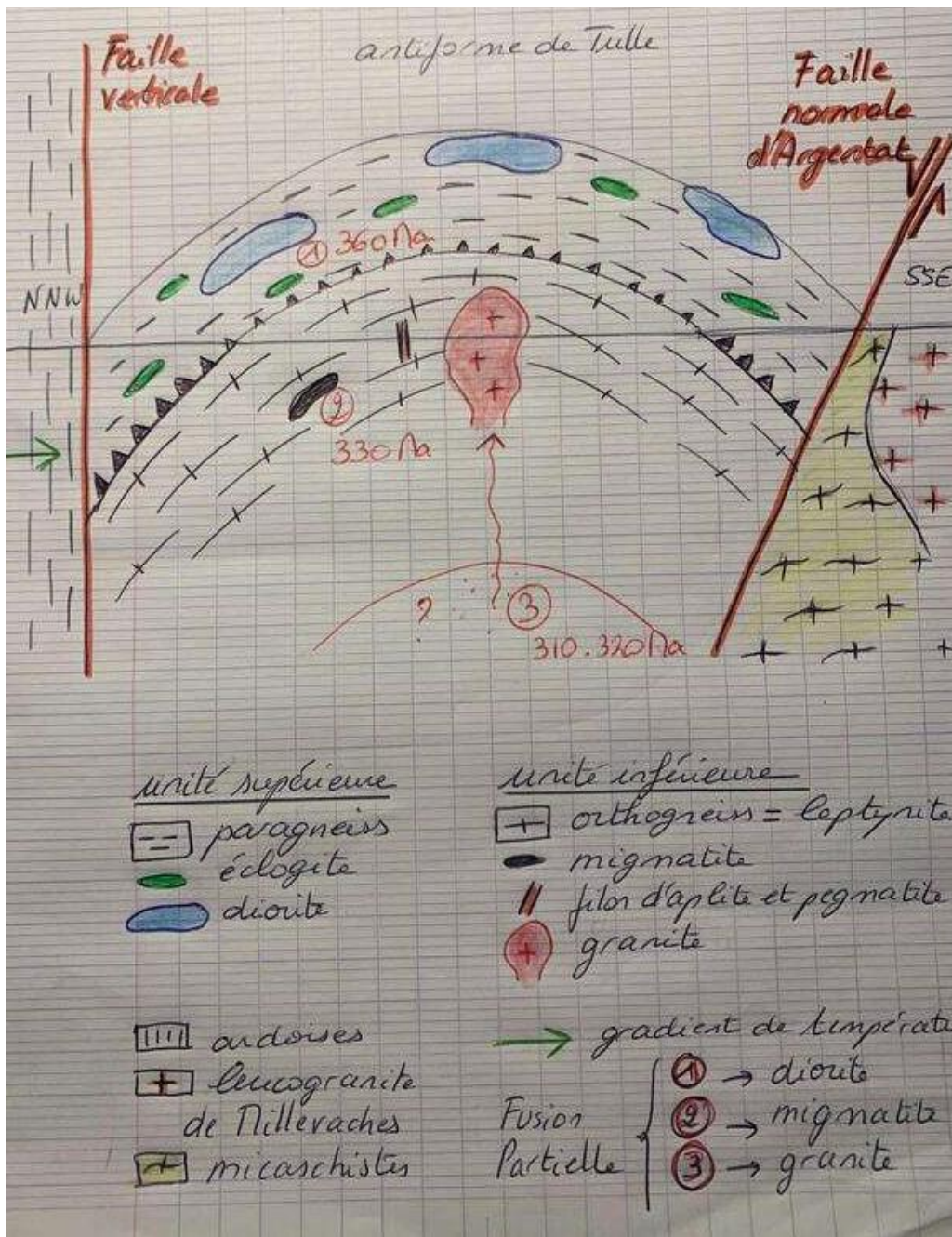
deux grandes failles majeures : le Sillon houiller et la faille d'Argentat

La fin de l'orogénèse est marquée par une fracturation généralisée du socle métamorphique et granitique. Cette fracturation est due aux mouvements verticaux, et au fait que la température a baissé et qu'ainsi les déformations peuvent être cassantes.

La faille d'Argentat est minéralisée, donc il y a eu cristallisation de minéraux. Cette faille est pentée vers l'Est, le déplacement le long de cette faille normale est de 8 à 10 km, avec déformation ductile puis cassante.



Le Plateau de Millevaches = leucogranite (315 à 320 Ma), qui intrude les micaschistes. Ces granites sont issus de la fusion partielle de l'encaissant en fin de l'orogénèse, lorsque la pression baisse.



III/ Lectures complémentaires

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressources/dossiers-thematiques/chaine-varisque>

https://www.unilim.fr/musee_geologique_de_plein_air/geologie-du-limousin/le-socle-ere-primaire/#

La chaîne varisque (conférence J3)

Chaîne varisque en forme d'arc (= syntaxe, orocline) = courbure d'une orogénèse

Limites :

Front nord : du Devon aux Ardennes

Front sud : repris par les chaînes alpines (Alpes et Pyrénées)

Singularités de la chaîne varisque :

1000 km de largeur

Bloc cadomien (Bretagne central) : non ou faiblement déformé au cœur de la chaîne

Recouvrement partiel par la couverture mésocénozoïque

(Remarque : on ne connaît pas encore la signification de l'anomalie magmatique du Bassin Parisien)

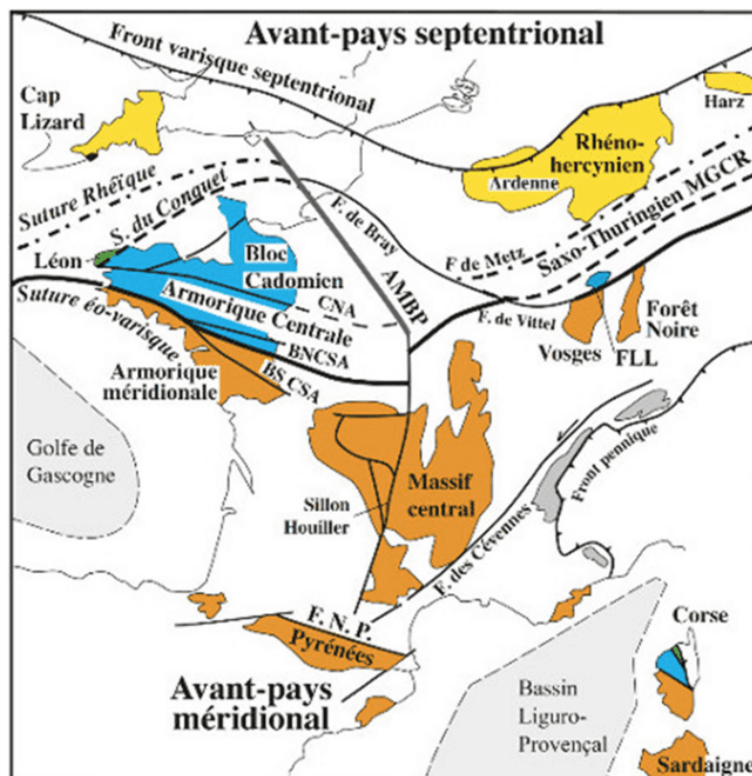


Schéma tectonique de l'Europe (Planet-Terre.ens)

Remarque sur le craton balte (Baltica) :

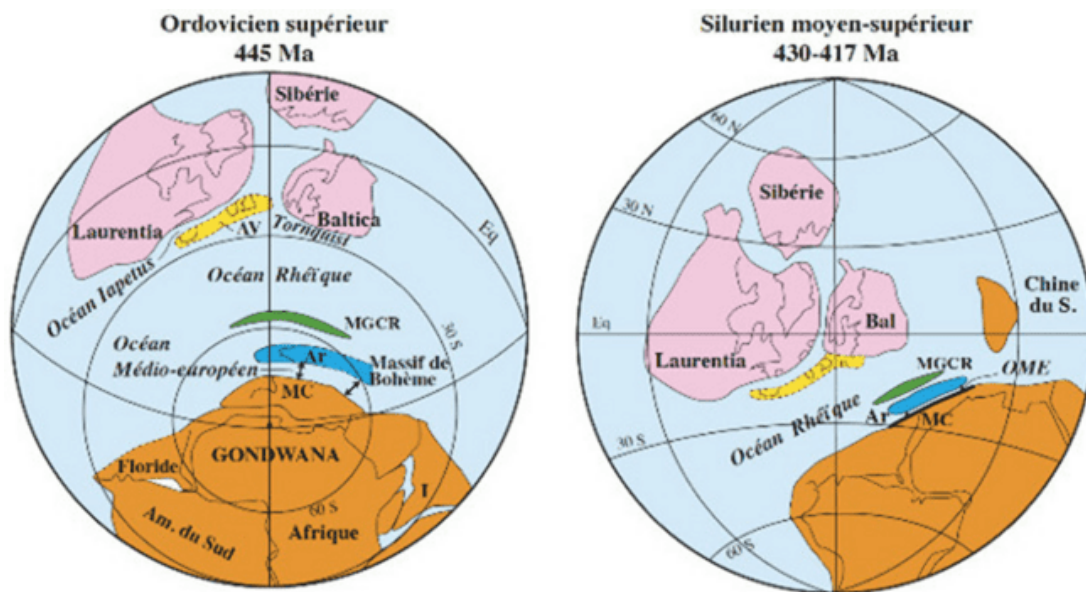
Il est très stable depuis un milliard d'années. (ordovicien silurien carbonatés, alors qu'ici grès et schistes). Moho profond à 60 km en Europe de l'Est et Suède, alors qu'à 30 km en Europe de l'ouest, à cause de la densité moyenne de la croûte qui est plus élevée en Europe orientale que occidentale (pas à cause de montagnes !).

Histoire de la chaîne varisque :

Cambrien, Ordovicien, Silurien : divergence pour ouverture de l'océan Rhéique

Dévonien et carbonifère : convergence Gondwana – Laurussia

(déformation au Carbonifère, avec métamorphisme localisé)



Reconstruction paléogéographique du domaine calédo-no-varisque à l'Ordovicien supérieur et au Silurien moyen-supérieur (Planet-Terre.ens)

Les preuves de la fermeture d'un océan :

1- La sédimentation à l'Ordovicien :

Baltica : sédimentation carbonatée (avec émergence, karstification quand le niveau de la mer baisse), témoin d'une mer chaude tropicale.

Europe de l'Ouest : sédimentation grésopélique, glacio-marine, témoin d'une mer plus froide, proche d'un pôle.

Avalonien : intermédiaire, avec érosion

Donc 3 domaines sédimentaires différents, aujourd'hui réunis.

2- Les indices paléobiogéographiques de l'Ordovicien :

La faune profonde est identique, mais la faune benthique est différente.

Les graptolites et les conodontes ont une large distribution, mais celle des trilobites est plus restreinte (95% sont benthiques, 5% sont pélagiques).

On trouve des trilobites épipélagiques dans les domaines de l'Avalonien et du Gondwana mais pas dans le Baltica. Idem pour les trilobites benthiques. Les genres sont communs mais pas les espèces. Cela montre qu'il y a eu l'ouverture d'un océan, l'océan rhéique à l'Ordovicien inférieur. Et on trouve des différences entre 2 groupes de trilobites entre l'Avalonien et le Gondwana, témoignant ainsi de la suture de l'océan rhéique ensuite.

On trouve les mêmes espèces à Ancenis et en Bohême, donc même océan sur toute cette largeur.

La chaîne varisque est donc le résultat de la collision entre le Gondwana et le Laurussia, avec la fermeture de l'océan rhéique.

3- La présence d'ophiolites ?

Très peu d'ophiolites car c'était un grand océan, avec une croûte océanique dense, donc les ophiolites subduisent totalement, sauf les ophiolites du Lizard (Dévonien).

Il y a des ophiolites en France :

- dans l'Ouest du Massif Armoricain (datées de 490 Ma, et métamorphosées ensuite, Groix, Audierne, Bois de Céné)
- celles du Limousin (éclogites datées de 480 Ma, et métamorphosées à 360 Ma, vues au Puy de Ferrières)
- celles de Chamrousse (datées du Dévonien).

(En fait, il y avait 2 océans : rhéique et rhéno hercynien à 2 époques différentes.)

4- La présence de bassins arrière-arc

Les leptynites (magmatisme et métamorphisme datés de l'Ordovicien de 490 Ma à 470 Ma) témoignent de la présence d'arc calco-alcalin dans la zone interne hercynienne.

Donc on peut dire que **le domaine central de la zone interne hercynienne est une longue zone de subduction avec un bassin arrière-arc** (mais à mieux comprendre). Il y a eu **collision entre deux domaines continentaux, ayant chacun un bassin arrière-arc.**

Remarque : pas d'arc calco-alcalin dans les Alpes, donc on peut se demander s'il y a eu une subduction dans les Alpes ?? c'est peut-être parce que l'océan était trop petit (100 km de large) pour avoir un arc.

Le Massif Central : les zones internes de la chaîne hercynienne

D'après *Géologie et géodynamique de la France* - Jean Dercourt

Les roches sédimentaires :

Nappe supérieure des gneiss : para-dérivé (métagrauwackes, métapelites) - *marge Armorica*

Cicatrice océanique : lentilles d'éclogites et gneiss contenant des minéraux de hautes pressions. Ce sont des reliques d'une nappe ophiolitique affectée par un métamorphisme de haute pression, témoin d'une lithosphère océanique subductée.

Nappe inférieure des gneiss : nombreuses roches para-dérivées - *marge Gondwana*

	Résumé	Magmatisme	Métamorphisme
Ordovicien 500-435 Ma	<p>Ordovicien sup - silurien</p> <p><u>La croûte océanique est simultanément en accréation et en subduction.</u></p> <p>L'océan centralien se forme et entre en subduction sous l'Armorique et subit ainsi des subductions intra-océaniques (type Antillais). Une chaîne se forme où l'essentiel de la croûte océanique est subducté et métamorphisé (faciès éclogite).</p>	<p>Ordovicien</p> <p><u>magmatisme de distension crustale</u></p> <p>Nappe supérieure des gneiss : métasédiments remaniant des laves (métagrauwackes) et intercalations basiques (métadolérites et métagabbros, sous le faciès amphibolitiques).</p> <p><u>Cicatrice océanique avec arc insulaire associé</u> : roche magmatique acide ayant donné des leptynites, métagabbros devenus éclogites</p> <p>Nappe inférieure des gneiss : paragneiss (métagrauwackes), et orthogneiss dû à intrusions granitiques métamorphisées.</p>	<p>Silurien - Dévonien inf :</p> <p><u>métamorphisme de HP dans les zones de subduction (pression >12 kbar)</u></p> <p>Surtout dans nappe supérieure des gneiss et dans le complexe leptyno-amphibolitique</p>
Silurien 435-410 Ma		<p>Silurien - Dévonien sup :</p>	

	<p>Silurien sup - Dévonien inférieur</p> <p>Collision intercratonique et formation des nappes</p> <p>La collision se poursuit et des nappes se mettent en place. Les marges de l'océan centralien engendrent les nappes de gneiss (nappe inférieure : marge gondwanienne ; nappe supérieure : marge armoricaine). Elles sont enfouies profondément dans le plan de subduction et acquièrent leur métabolisme de haut grade, alors que leur substrat tectonique qui se décolle est moins enfoui et ne donne que des micaschistes.</p>	<p>subduction de la lithosphère océanique puis collision</p> <p>Andésite et morceaux de croûte océanique constituent le prisme d'accrétion (en fait : très petits bassins et plusieurs mers marginales, bassins arrière-arc...), aujourd'hui c'est le complexe leptyno-amphibolitique.</p>	
<p>Dévonien</p> <p>410-355 M</p>			<p>Dévonien moyen :</p> <p>collision, chevauchement (pression de 2 à 9 kbar)</p>
		<p>Dévonien sup - Carbonifère :</p> <p>paroxysme magmatique</p> <p>Magmatisme calco-alcalin, comme granite de Millevaches, dû à la fusion partielle de la croûte inférieure</p>	<p>Dévonien sup - Carbonifère :</p> <p>métamorphisme associé à des décrochements et à des failles normales</p>
<p>Carbonifère</p> <p>355-295 Ma</p>	<p>Carbonifère - Permien</p> <p>mise en place des granites</p> <p>Les contraintes intercratoniques se poursuivent . Le bourrelet profond crustal se résorbe par formation de magma qui s'injecte dans la lithosphère toute entière, jusqu'à en</p>		<p>Ex : ouest plateau Millevaches (faille Argentat, faille ductile en profondeur)</p>

Permien

295-255 Ma

occuper la moitié du volume.

Des failles de décrochement font coulisser les panneaux les uns contre les autres. Les décrochements sont tapissés de leucogranite. Des détachements (failles normales ductiles) portent à de grandes altitudes des panneaux profonds.

Mise en place du plus vaste dôme granitique d'Europe occidentale : le Velay, dont les magmas sont originaires de la croûte profonde et riches en enclaves mantelliques.

Puis amorce d'une distension.