

Excursion géologique à Najac (Aveyron—Rouergue)

7 avril 2024



Thierry Pélissié
Jean-Paul Liégeois
Bernard Delsahut

La région de Najac dans son contexte géologique

La région de Najac se situe au sud-ouest du Massif central, le long de la faille de Villefranche de Rouergue à l'ouest de laquelle s'étend le Bassin d'Aquitaine (Fig. 1).

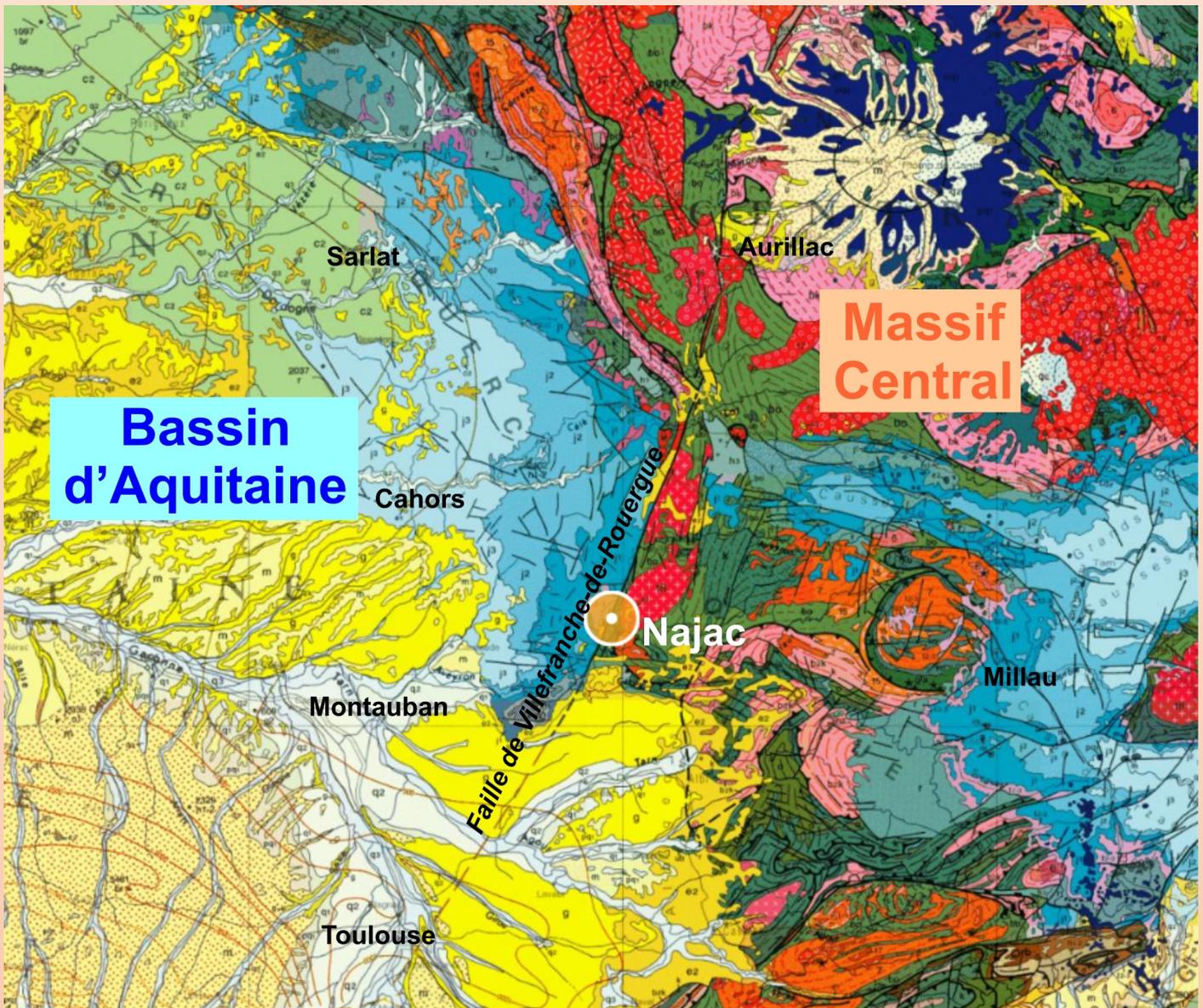


Fig. 1: Carte du Géoportail annotée du sud-ouest du Massif Central et de l'est du Bassin Aquitain, autour de Najac

Cette excursion se focalisera sur plusieurs lithologies remarquables du Massif Central qui se sont formées pendant l'orogénèse varisque (Dévonien à Carbonifère) ainsi que sur les roches permienes du Bassin d'Aquitaine qui sont juste au-dessus de sa base constituée de roches du Carbonifère le plus supérieur. Ces deux histoires sont très différentes, successives mais sont liées entre elles.

Les roches du Massif Central que nous allons voir sont des roches métamorphiques qui ont subi des transformations minérales à haute pression alors que les roches permienes du bassin aquitain sont des roches sédimentaires détritiques. Nous verrons également le rôle majeur tenu par la tectonique, qu'elle soit à foliation subhorizontale (charriages) ou à structure subverticale (faille de Villefranche du Rouergue).

La région de Najac est une région complexe du point de vue géologique mais qui est très instructive et se situe de surcroît dans un très beau cadre.

Le Massif Central dans la région de Najac

Le Massif Central a été subdivisé en plusieurs unités métamorphiques (Fig. 2). Nous nous occuperons des trois principales, les autres n'étant pas présentes dans la région de Najac. Il s'agit de l'Unité parautochthone (PAU, Para-autochthonous Unit en anglais), de l'Unité inférieure des gneiss (LGU, Lower Gneiss Unit) et l'Unité Supérieure des Gneiss (UGU, Upper Gneiss Unit). Ces unités ont été intrudées par deux générations de granitoïdes, l'une au Dévonien (360-350 Ma, l'autre au Carbonifère (325-300 Ma). Une granodiorite de la seconde génération est présente non loin de Najac mais nous ne la visiterons pas au cours de cette excursion.

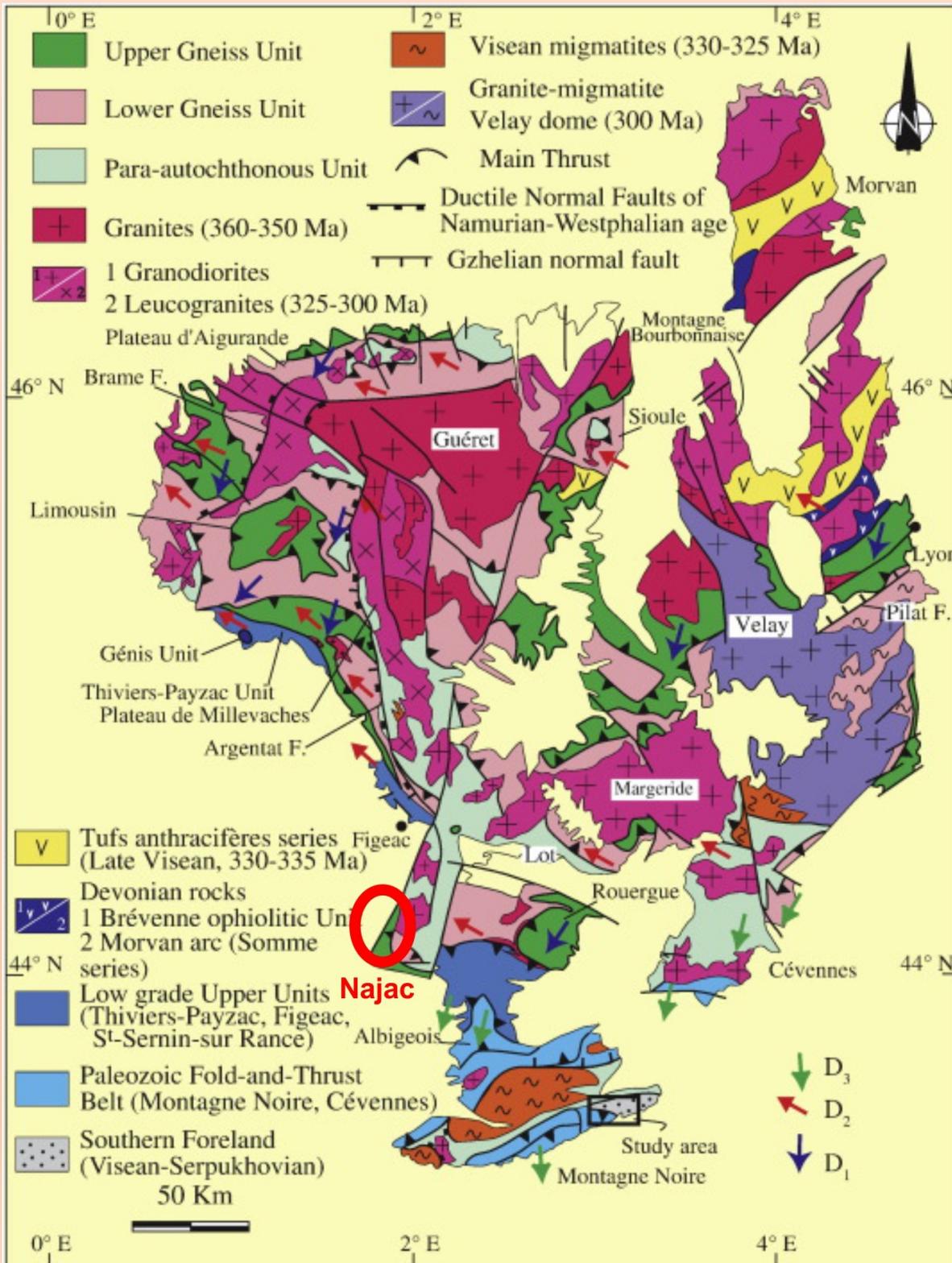


Fig. 2: Carte simplifiée du Massif Central (Faure et al., 2009, revu par Lin et al., 2016)

Les trois unités métamorphiques du Massif Central dans la région de Najac

De bas en haut, structuralement:

1) L'unité parautochtone (PAU):

* Greywacke cambrien, rhyolite et ignimbrite, assemblage ordovicien de quartzite blanc, métapélite noire \pm biotite-grenat \pm staurolite.

* Intrusion de plutons ordoviens (maintenant orthogneiss)

* **Métamorphisme du faciès schistes verts**

2) L'unité des gneiss inférieure (LGU)

* Métagreywackes, métapélites, métarhyolites.

* Intrusion de nombreux granitoïdes alcalins porphyriques Cambrien à Ordovicien inférieur (maintenant orthogneiss œillés)

* **Métamorphisme du faciès amphibolite**

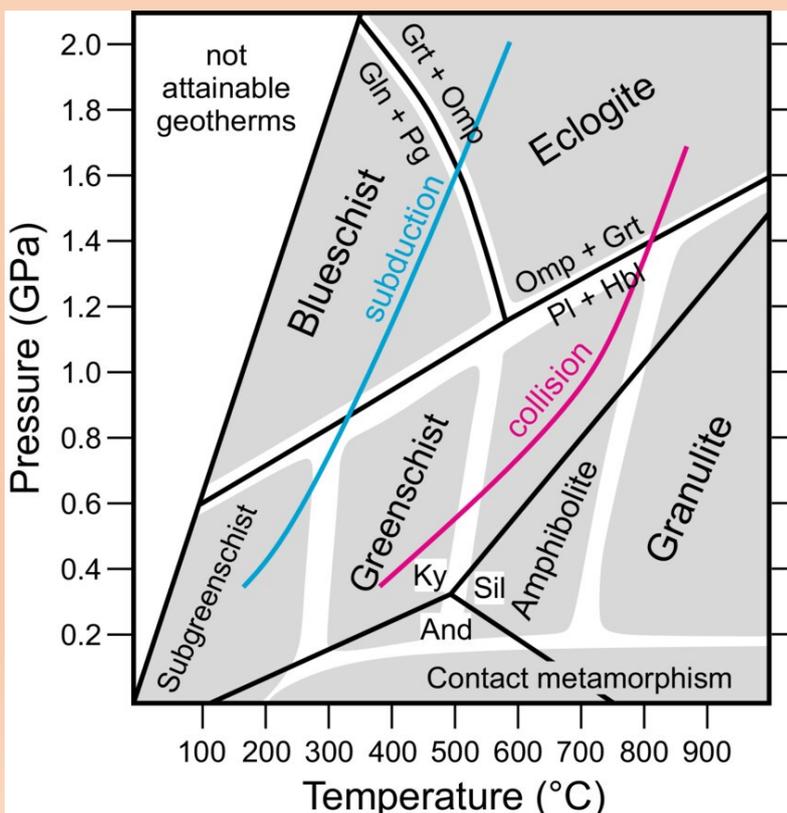
3) L'unité des gneiss supérieure (UGU)

* protolithes similaires à la LGU

+ complexe leptynite-amphibolite (magmatisme bimodal : laves acides, tufs et roches mafiques (basaltes, gabbros, rares roches ultramafiques).

* **Métamorphisme du faciès élogite**

Remarque: Les élogites de l'UGU sont souvent associées à d'autres roches mafiques (amphibolite, métagabbro) ou ultramafiques (péridotite) mais aussi à des roches felsiques souvent à grains fins (orthogneiss, historiquement appelées leptynite) et à des roches métasédimentaires, le tout fortement déformé. Cette association lithologique est souvent appelée, historiquement, dans la littérature « complexe leptyno-amphibolitique » ou « complexe leptyne-amphibolite » (LAC, Leptynite-amphibolite complex en anglais).



Les élogites sont des roches métamorphiques de composition basaltique composées de gros grenat s (almandin—grossulaire-pyrope) et d'omphacite (clinopyroxène sodique) qui se forment à haute pression/basse température. Elles ont donné leur nom au faciès élogitique qui peut affecter tout type de roches. (Fig. 3)

Les conditions pression-température (P-T) nécessaires au faciès élogitique sont rencontrées dans les zones de subduction où la pression augmente rapidement sans qu'un équilibre thermique puisse s'installer. C'est également possible lors d'une collision intercontinentale mais c'est plus rare.

Fig. 3: Faciès métamorphiques (Halama, 2024)

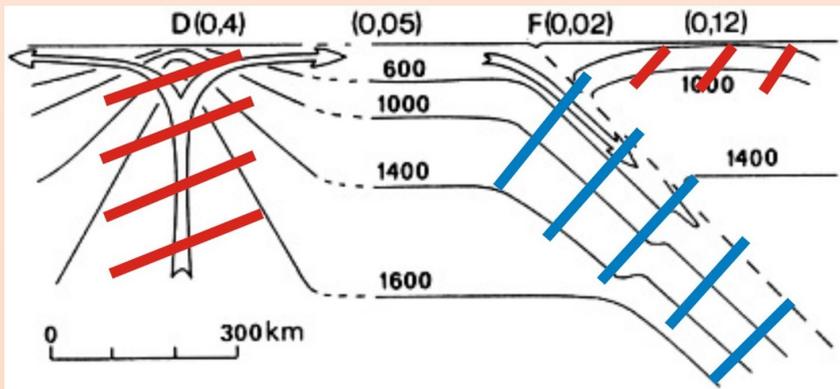


Fig. 4: les variations du géotherme en fonction des grands mouvements de matière dans notre globe. D= dorsale médio-océanique, F= fosse de subduction. Les températures sont en °C. Les valeurs entre parenthèse correspondent au flux de chaleur (W/m^2). (d'après Oxburg, 1980; Turcotte & Schubert, 1981).

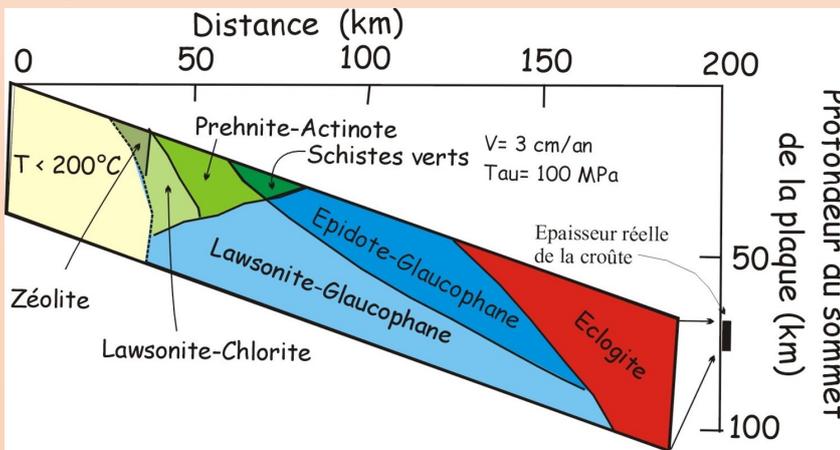


Fig. 5: Faciès métamorphiques dans une plaque océanique subductée

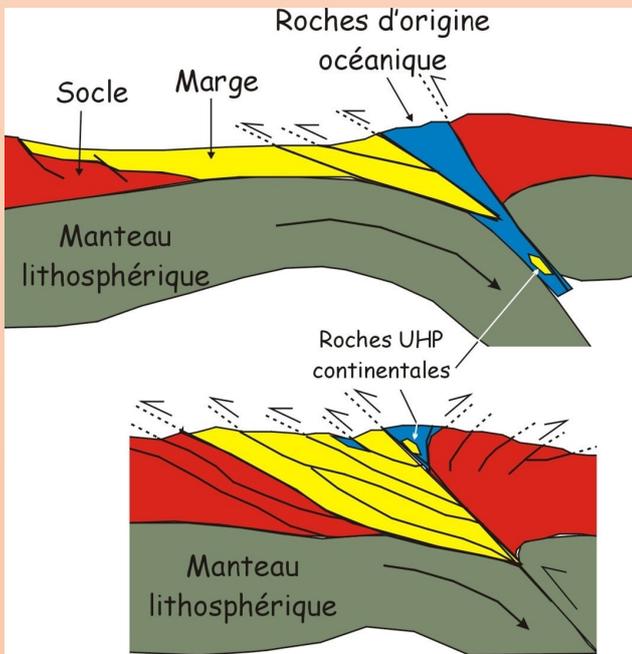


Fig. 6: Genèse de roches métamorphiques de haute pression d'origine continentale et leur exhumation

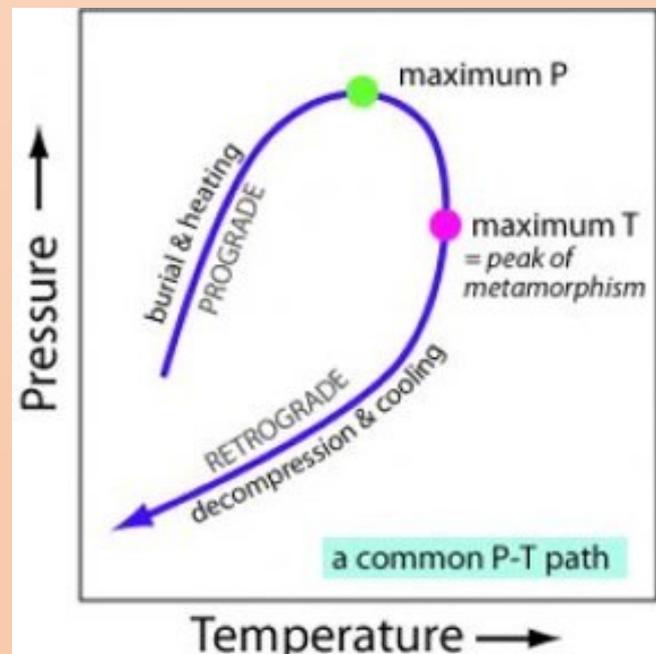


Fig. 7: Chemin P-T-t classique pour les roches de haute pression lors de leur exhumation

Lorsque des roches sont subductées, elles sont immédiatement soumises à une augmentation de pression dépendant de l'épaisseur de roches surincombantes. Par contre, comme elles sont de mauvais conducteurs, leur température ne va augmenter que lentement. Elles se retrouvent en déséquilibre thermique et le degré géothermique y sera bas (Fig. 4, zone bleue). Inversement, lors de la remontée de matériel mantellique sous les dorsales océaniques, les roches vont faire remonter de la chaleur par convection (Fig. 3) et le degré géothermique sera plus élevé.

Il s'ensuit la genèse d'un métamorphisme HP-BT dans les zones de subduction avec finalement l'apparition du faciès éclogite, que ce soit lors de la subduction d'une croûte océanique (Fig. 5) ou d'une marge continentale (Fig. 6).

L'exhumation des roches de haute pression n'est pas aisée et ne concerne qu'une partie d'entre elles. Elle se produit suivant un cheminement P-T-t classique impliquant une augmentation de la température lors de l'arrêt de la subduction et ensuite une décroissance conjointe de T et de P. Ces remontées impliquent un mélange de matériel enfoui à différentes profondeurs et de différentes origines (« tectonic mélange »)

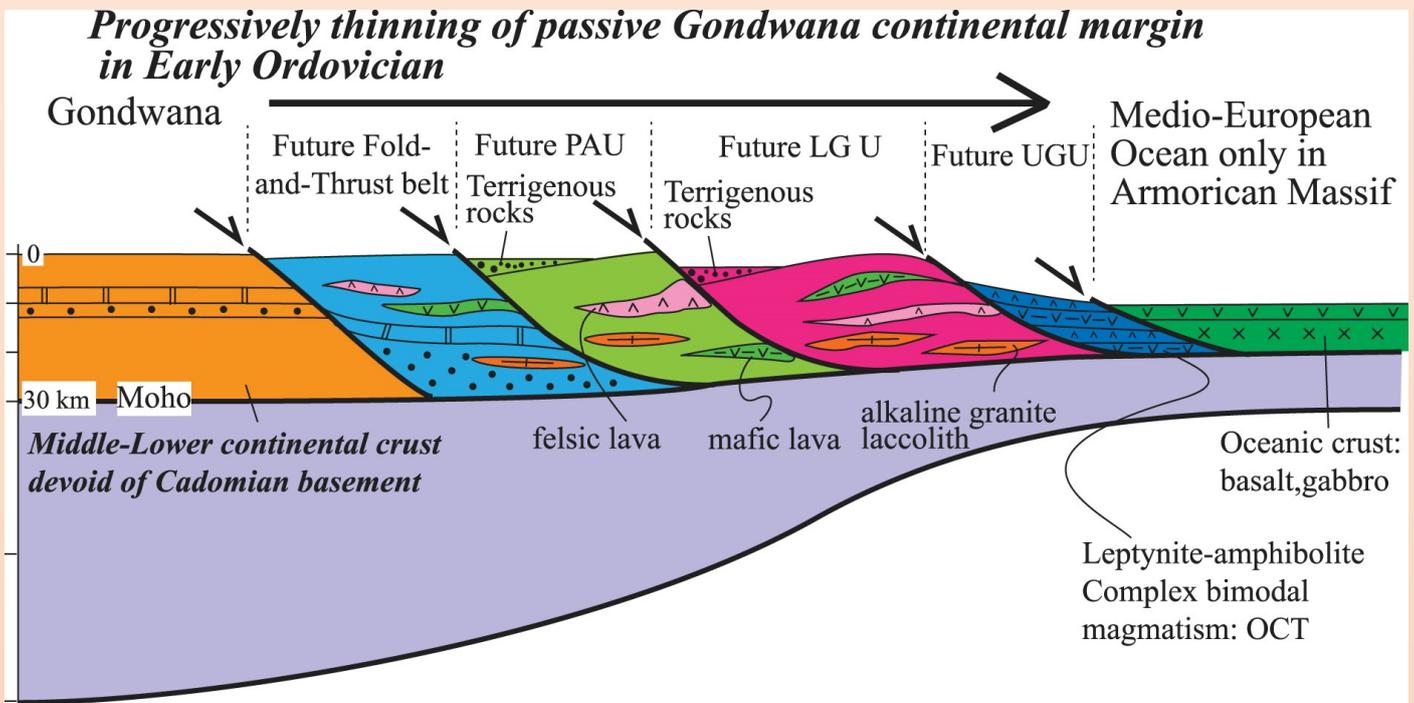


Fig. 8: Situation des différentes unités tectoniques du Massif Central avant l'orogénèse varisque (Faure, 2023)

C'est la situation des unités tectoniques du Massif Central: avant l'orogénèse varisque, au début de l'Ordovicien, les unités formant le PAU, la LGU et l'UGU faisaient partie d'une même marge continentale (Fig. 8) avant d'être subductés au Dévonien puis partiellement exhumées en formant un tectonic mélange

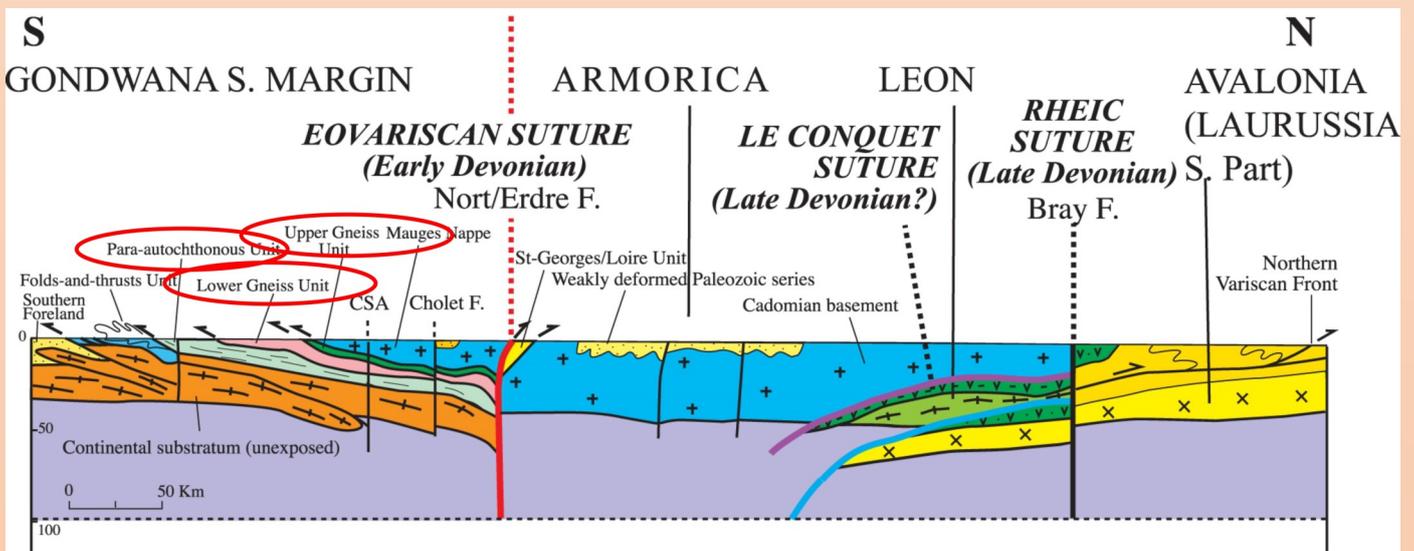


Fig. 9: Coupe schématique de l'orogène varisque en France avec les 3 unités PAU, LGU, UGU (Faure, 2023)

Cette marge continentale était celle de Gondwana (dont faisait partie l'Afrique mais également une bonne partie des terranes européens) et ces unités ont été rétro-charriées sur Gondwana (Fig. 9). Remarquons que le socle de Gondwana n'est pas connu dans le Massif Central.

Au sein de l'orogène varisque français, la région de Najac se trouve au sud-ouest dans la zone appelée domaine moldanubien / marge gondwaniennne septentrionale (Fig. 10). A l'époque, le supercontinent de Gondwana comprenait une bonne partie des masses continentales et le Massif Central était situé à sa bordure nord (Fig. 11)

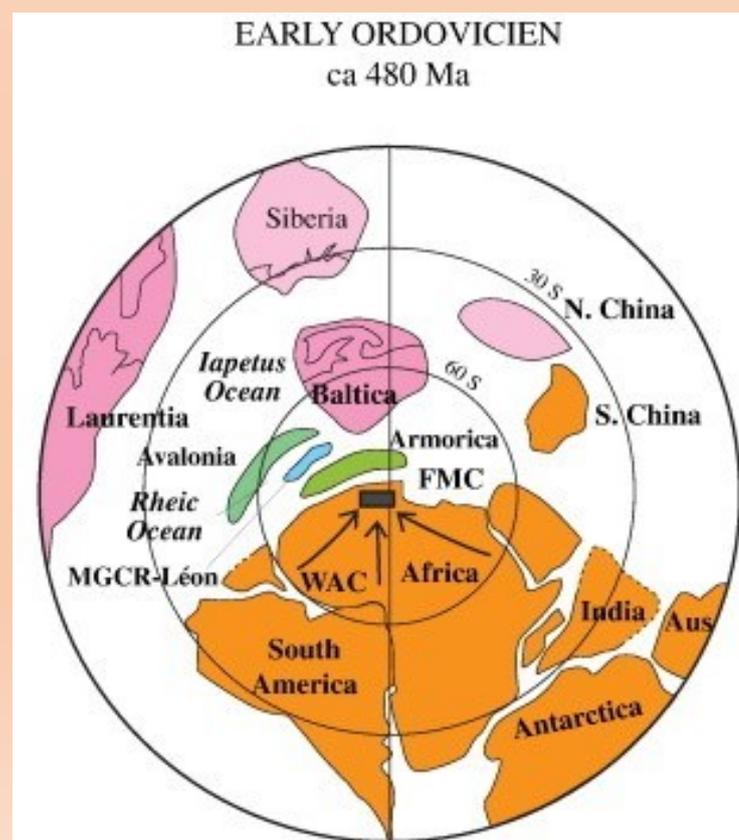
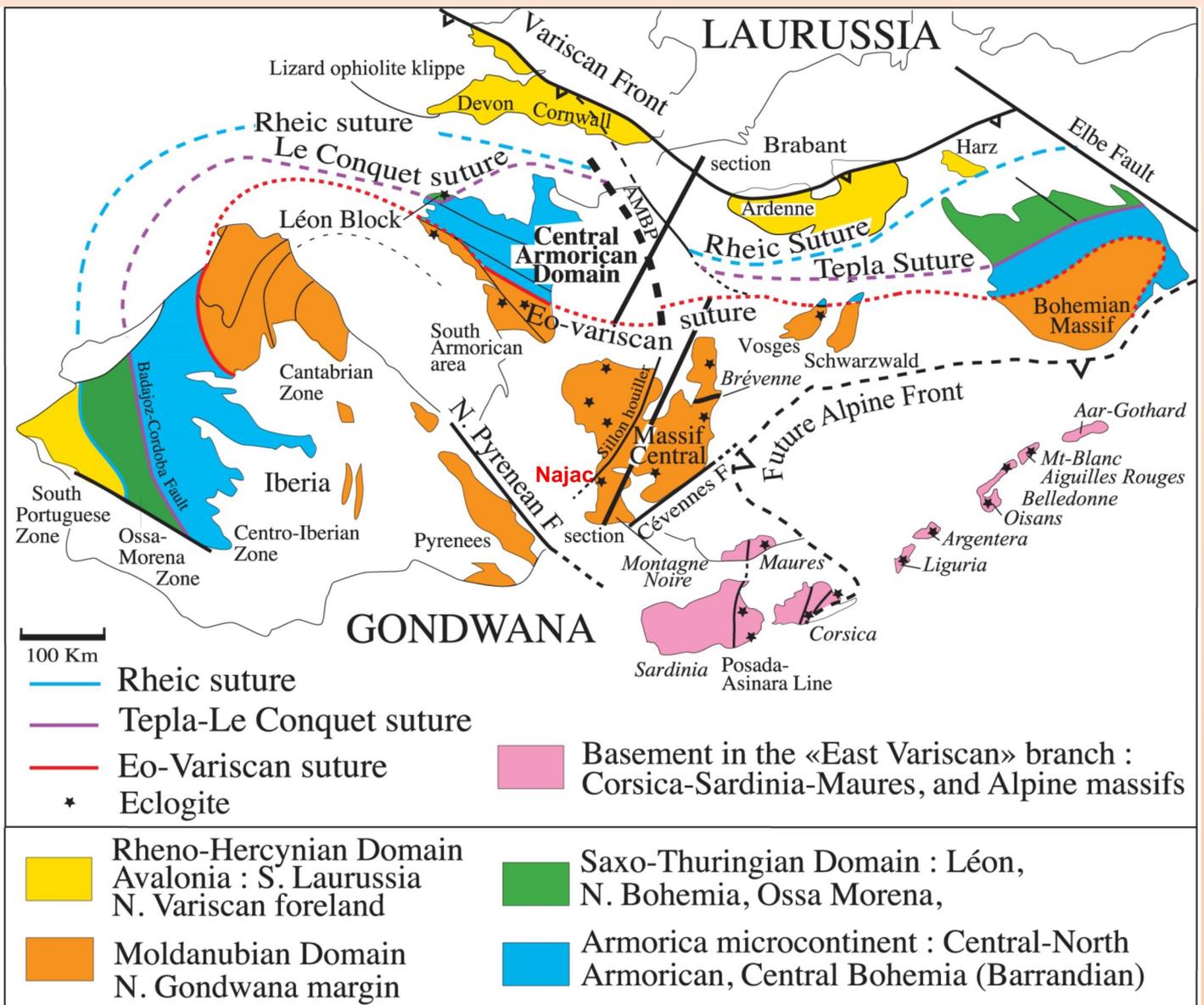


Fig. 10: Coupe schématique de l'orogène varisque en France avec les 3 unités PAU, LGU, UGU (Faure, 2023)

La chaîne varisque européenne est un ensemble complexe d'une série de terranes (ensemble géologique avec une histoire géologique propre) amalgamés lors de la collision entre Laurussia au nord et Gondwana au sud (Fig. 10). L'histoire de cet ensemble de petits terranes écrasés entre deux supercontinents, qui a duré du Dévonien supérieur au Carbonifère, n'est pas encore entièrement connue, de nombreuses zones d'ombre persistent.

Fig. 11: Situation paléogéographique du Massif Central (FMC) à l'Ordovicien inférieur sur la marge nord de Gondwana. WAC= West African craton (Lin et al., 2016)

Les événements tectoniques (Faure et al., 2009 ; 2017)

Plusieurs phases tectoniques varisques ont affecté les roches du Massif Central (pour les trois premières: Fig. 10)

La phase D0 : c'est la foliation mylonitique et la linéation minérale **de l'UGU**, contemporaines du métamorphisme HP-UHP (éclogite) et donc de la subduction continentale. Elle est mal connue et mal préservée.

Elle est donc associée à un métamorphisme de 18-20 kbar et 650-750°C.

Elle est datée soit à **415-400 Ma** (Dévonien inférieur, Lochkovien-Emsien ; Do Couto et al 2016) ou à **385-375 Ma** (Dévonien moyen/supérieur, Givétien-Frasnien ; Lotout et al 2018)

La phase D1 : elle est associée à l'exhumation des unités subductées et est accompagnée d'une fusion crustale des pélites et des granitoïdes (migmatites) dans **l'UGU et la LGU**. La linéation d'étirement est redressée et orientée N30°E, la foliation migmatitique est plate orientée NE-SW, top vers le SW

Elle est associée à un métamorphisme du faciès amphibolite de 7 ±0.5 kbar et 700 ±50°C.

Elle est datée à **385-375 Ma** (Do Couto et al., 2016 ; Dévonien moyen-supérieur, Givétien-Frasnien)

La phase D2 : C'est une **phase régionale** de cisaillement transpressif avec une linéation d'étirement NW-SE avec une foliation qui peut être plate ou subverticales suivant les endroits.

Elle est associée à un métamorphisme du faciès amphibolite variant de 7-10 kbar et 600-700°C (UGU), 8-10 kbar et 550-600°C (LGU métagélites) à 8-10 kbar et 700-800°C (LGU amphibolites).

Il est d'intensité moindre dans l'Unité de Thiviers-Payzac (4-6 kbar, 400-500°C).

Il est daté à **360-350 Ma** (Dévonien supérieur-début Carbonifère, Famennien à Tournaisien).

Cette phase est le résultat de la collision entre le Gondwana et la Laurussia.

La phase D3 : C'est une phase de nappes post-collisionnelles avec foliation plate et linéation d'étirement N-S **au sud du FMC** et de tectonique cassante au **nord du FMC** marquant le début de l'extension tardi-orogénique avec mise en place de dykes NW-SE dans les tufs anthracifères.

Elle est daté du Carbonifère moyen : **340-320 Ma**, Viséen à Serpukhovien).

La phase D4 : c'est une phase d'extension tardi-orogénique généralisée dans **l'ensemble du FMC**.

C'est la phase des grandes failles normales ductiles d'Argentat, du Sillon Houiller et de Villefranche du Rouergue qui sont contemporaines de la mise en place des grands massifs granitoïdes de 2^{ème} génération qui possèdent une linéation minérale d'étirement NW-SE.

Elle est datée du Carbonifère tardif (**320-310 Ma**, Bashkirien (ex-Namurien)-Moscovien (ex-Westphalien)).

La phase D5 : c'est la phase varisque extensive finale. La direction d'étirement maximale est NNE-SSW ; elle est à l'origine des bassins houillers intra-montagneux (demi-grabens ou bassins de pull-apart sénestres contrôlés par des failles). Mouvement cassant sénestre dans la faille du Sillon Houiller et de la faille d'Argentat ; ductile uniquement dans le dôme du Velay et le long de certaines failles normales (ex. Pilat, Graissessac).

Elle est datée du Carbonifère le plus tardif (**305-300 Ma**, Kasimovien-Ghzelien (ex-Stéphanien)).

Juste après cette phase, et donc juste **après l'orogénèse varisque**, une phase importante d'extension affecte toute l'Europe pendant le Permien (**299-251 Ma**) au cours de laquelle se développent des graben intracontinentaux, dont le graben du Quercy dont nous verrons les grès et argilites rouges caractéristiques.

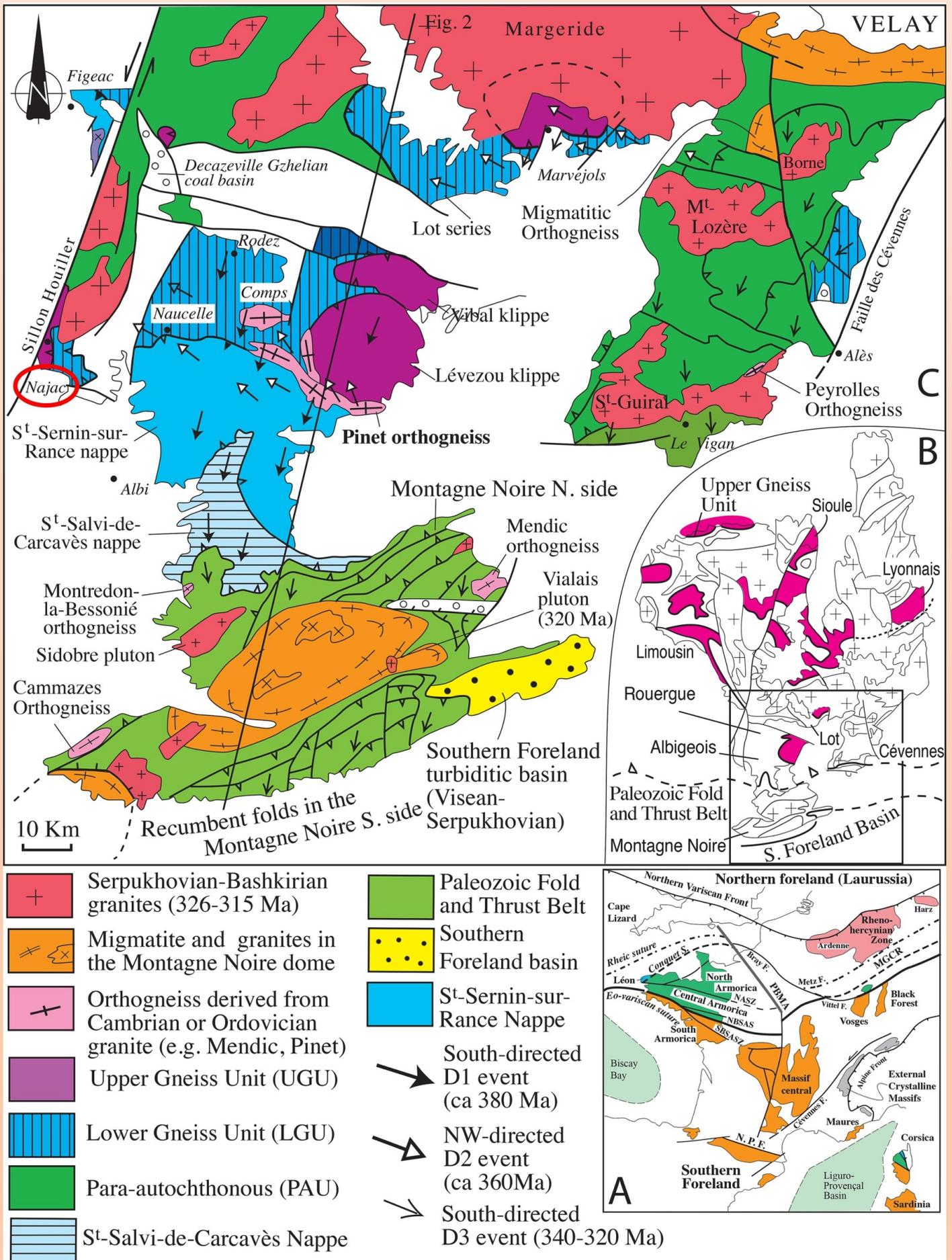


Fig. 10: A. La ceinture varisque en France. B. Schéma structural simplifié du Massif central français (zones violettes : Unité de gneiss supérieur). C. Carte structurale des structures compressives du sud Massif central. Les structures d'extension syn- à tardi-orogéniques ne sont pas représentées (Faure et al., 2017).

Synoptic table of the tectonic-metamorphic-magmatic sedimentary events in the Massif Central

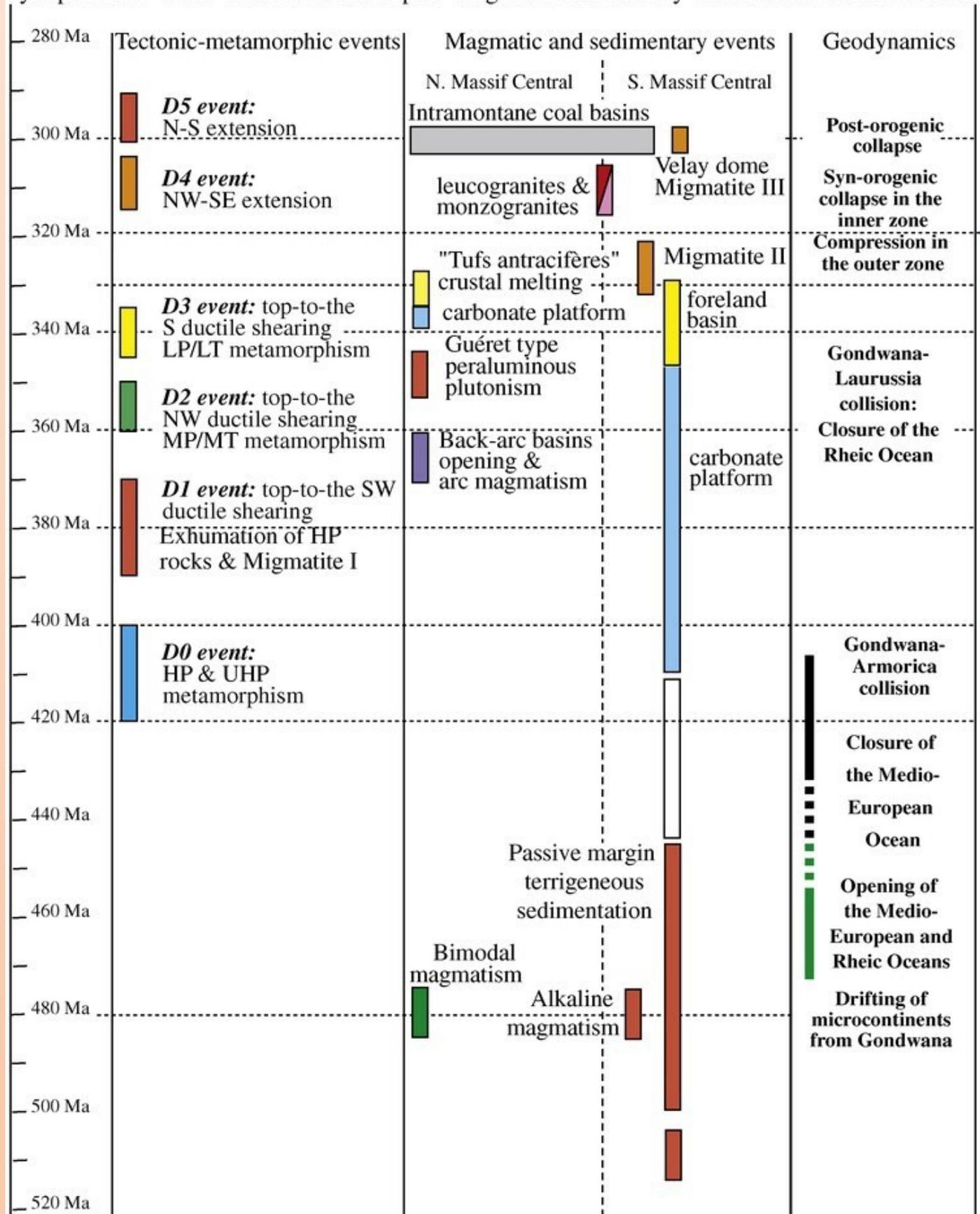


Fig. 11: Récapitulatif des différents événements varisques du Massif Central (Faure et al., 2009)

Excursion de Najac: description des points d'arrêt



Fig. 12: Géologue observant un orthogneiss œillé en vue du château de Najac

Les points d'arrêt de l'excursion géologique de Najac (Fig.13)

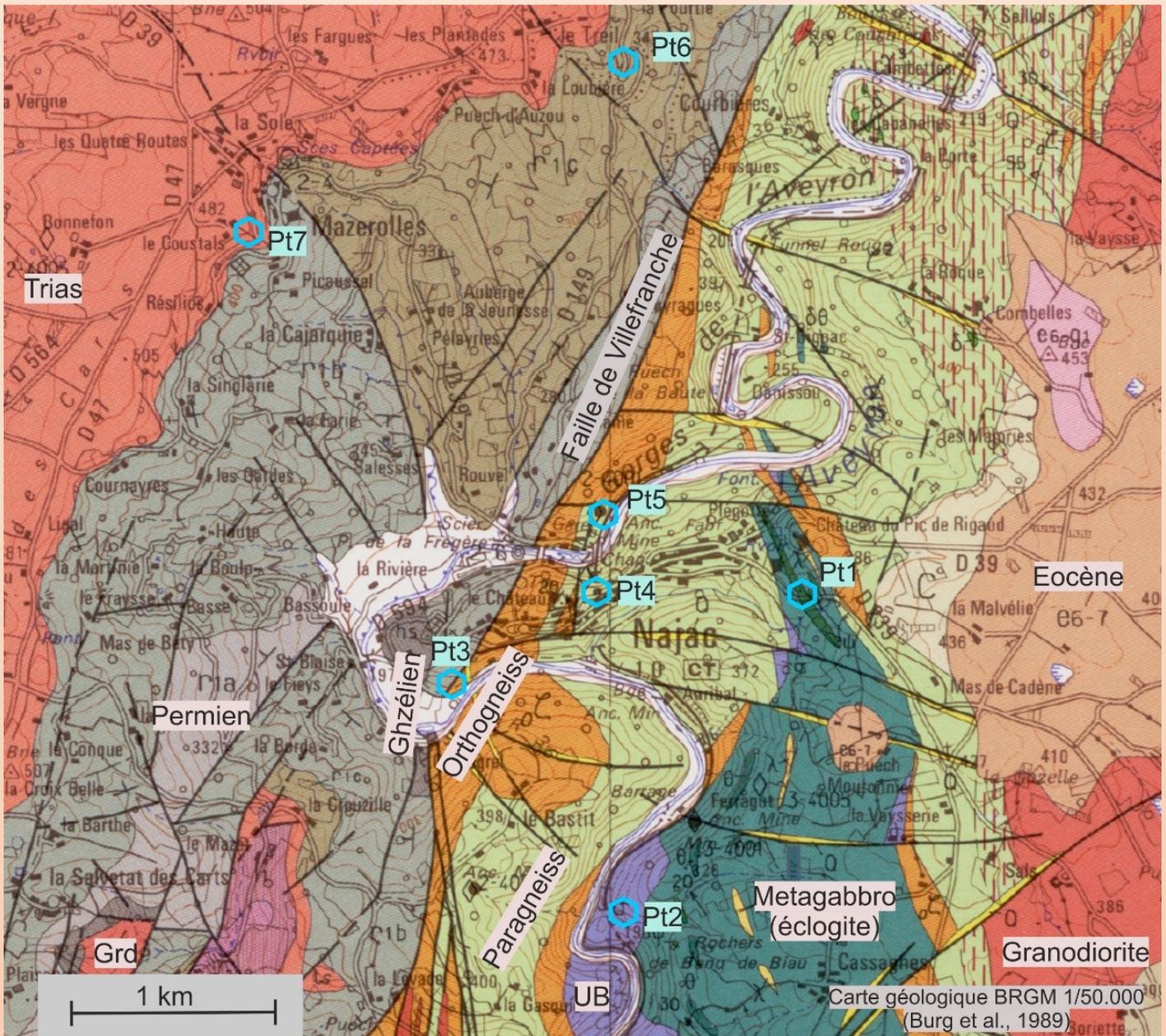


Fig. 13: A. Carte géologique de la région de Najac (Burg et al., 1989) avec les points d'observation de l'excursion. UB= roches ultrabasiques. Le Permien est de l'Assélien (anciennement Autunien), qui est le début du Permien

Point 1: L'éclogite de Najac

Coord: 44.22259°, 1.97638°, 212 m d'altitude

Nous sommes à la pointe nord d'un grand massif de metagabbro métamorphisé dans le faciès éclogitique (Fig. 13; Fig. 14). Il fait partie du complexe leptyno-amphibolitique (LAC; Fig. 14) et donc de l'unité supérieure des gneiss.

L'affleurement s'étire le long d'une route en-dessous de maisons. Il s'agit d'une éclogite à grenat partiellement rétrotransformée. A certains endroits, elle est complètement transformée en amphibolite. Elle est affectée par une belle schistosité N140°E.

Un échantillon d'éclogite de cet affleurement a été étudié par Lotout et al. (2018) par plusieurs méthodes de géochronologie.

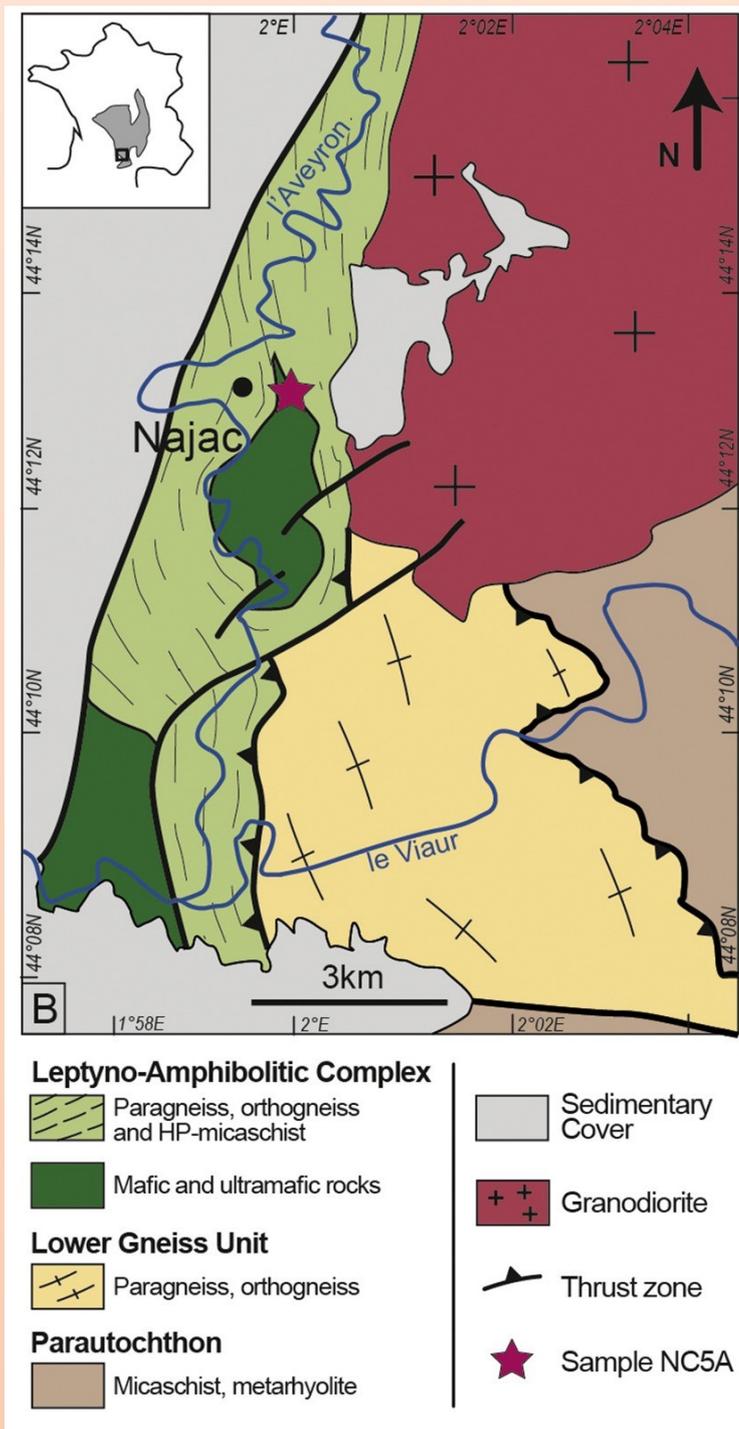


Fig. 14: Carte géologique simplifiée de la région de Najac avec l'attribution aux grandes unités tectoniques (PAU, LGU et UGU (= LAC)) (Lotout et al., 2018)

Le massif de Najac est un empilement de nappes composé des trois unités principales du Massif Central (Lotout et al., 2018 et références incluses):

- 1) La PAU comprend des métasédiments à biotite-chlorite et des roches volcaniques felsiques.
- 2) La LGU comprend des orthogneiss felsiques et de paragneiss à biotite.
- 3) La UGU (LAC) comprend des orthogneiss felsiques et des paragneiss à grenat-biotite avec des lentilles de micaschistes à phengite-chloritoïde-grenat-stauroilite-cyanite et des roches mafiques et ultramafiques (éclogites à glaucophane, amphibolites à disthène, métagabbros, péridotites, serpentinites) de nature tholéiitique (Bodinier, 1983).

L'échantillon NC5A (Lotout et al., 2018; Fig. 15) est une éclogite sombre à grain moyen dominée par du grenat, du clinopyroxène et de l'amphibole, avec un peu de titanite, de rutile, d'ilménite, d'épidote, d'albite, d'apatite, de magnétite, de sulfures (pyrite, chalcopryrite) et de zircon. Les conditions d'équilibre de l'assemblage du faciès éclogite sont entre 15 et 20 kbar et 560-630 °C.

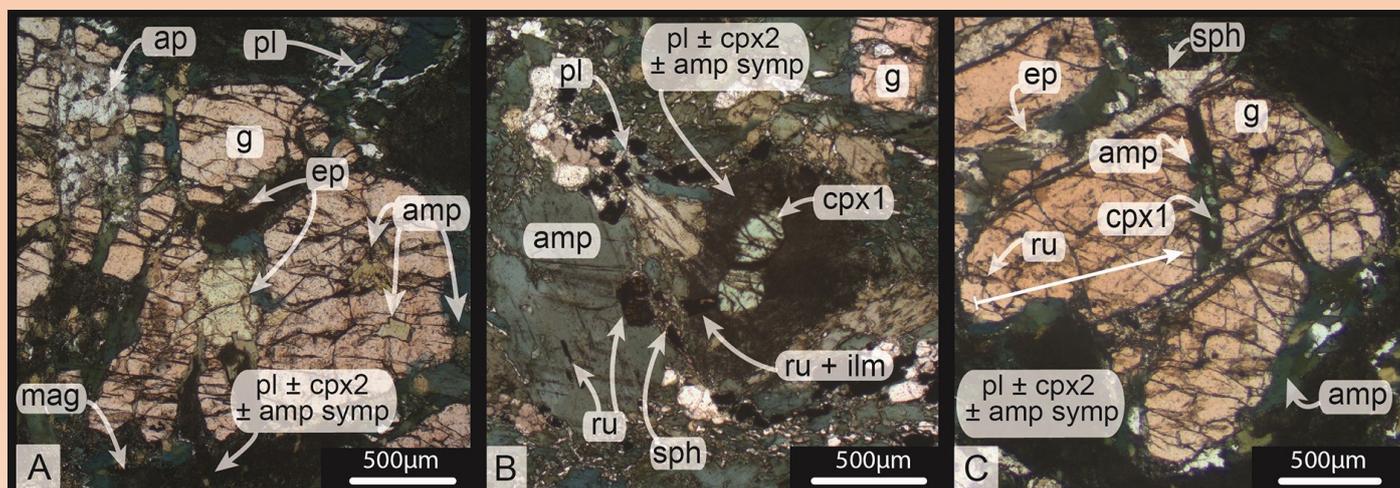


Fig. 15: Microphotographies de l'échantillon NC5A (Lotout et al., 2018), provenant de l'affleurement du point 1

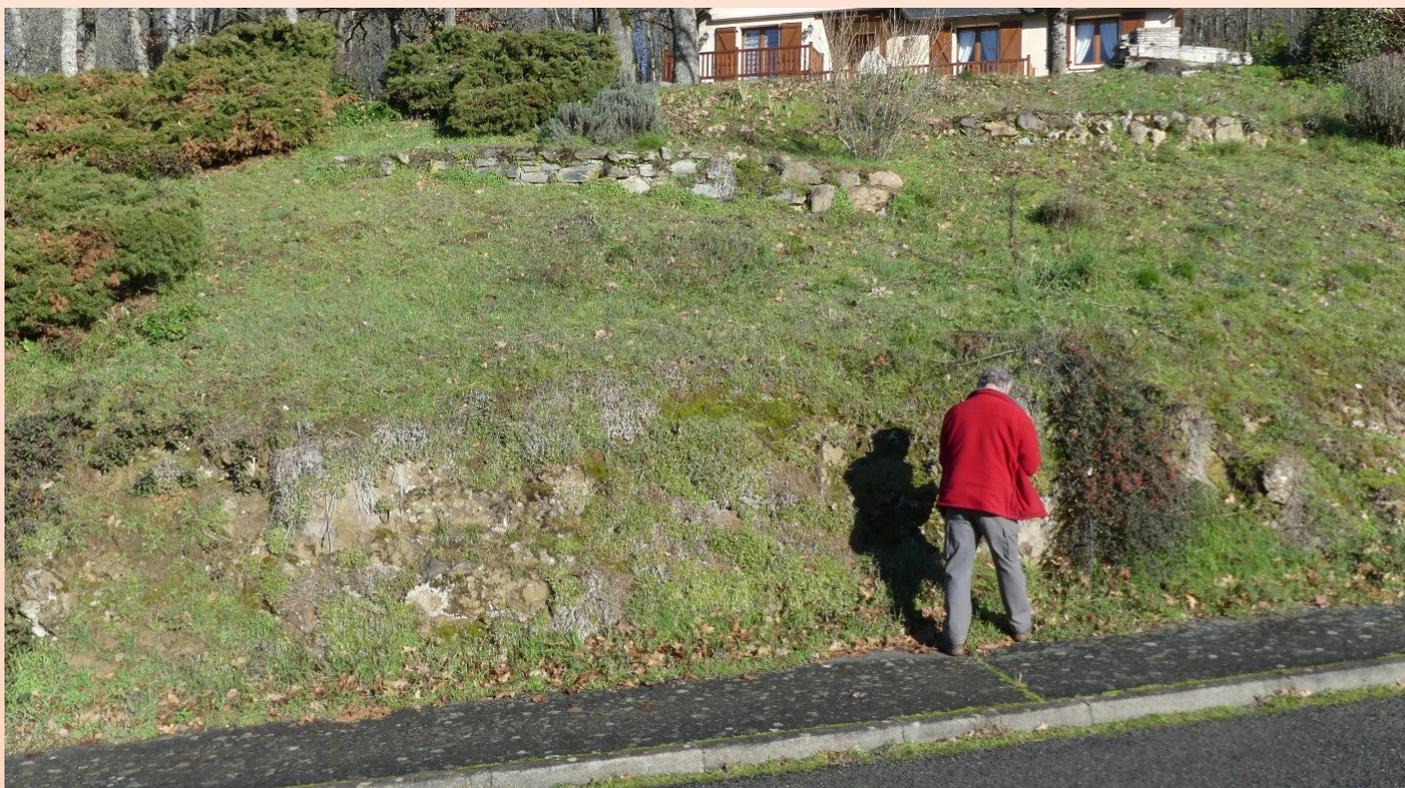


Fig. 16: Affleurement des éclogites de Najac (Pt 1), meilleur affleurement de la région.



Fig. 17: L'éclogite de Najac.

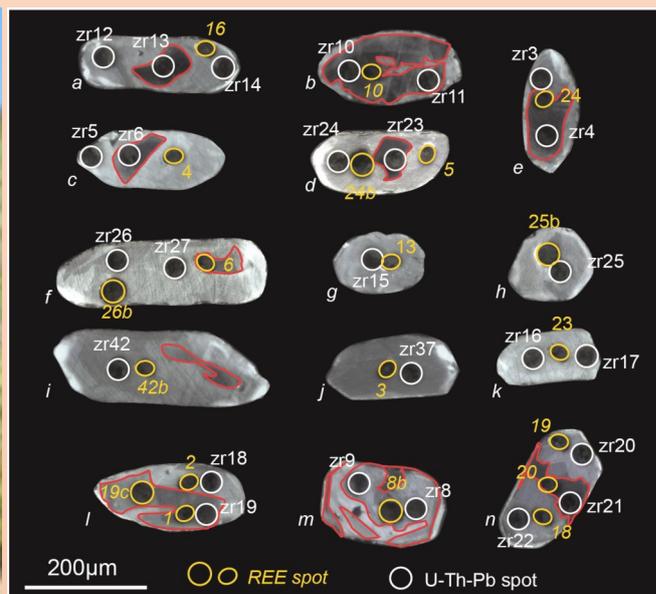


Fig. 18: Les zircons datés de l'éclogite de Najac (Lotout et al., 2018)

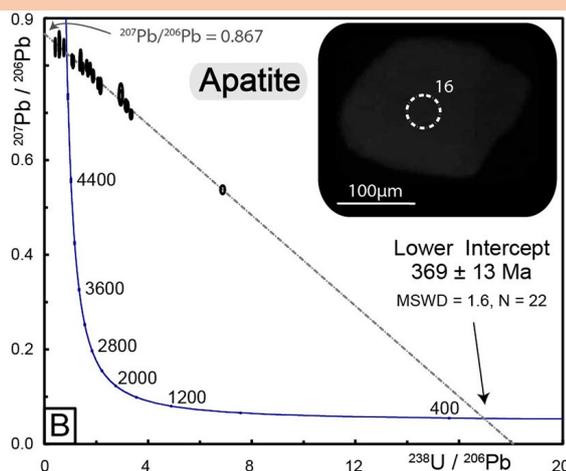
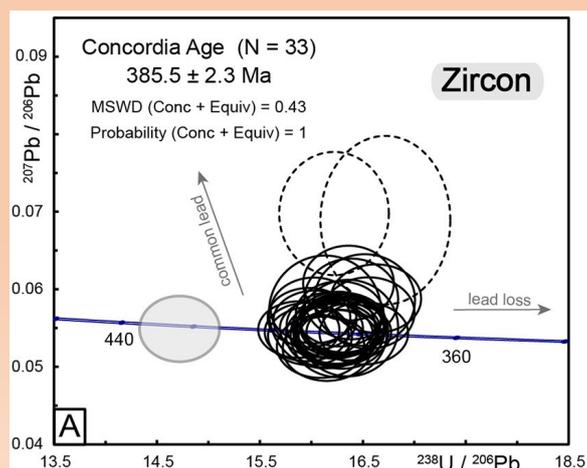


Fig. 19: Ages U-Pb sur zircon et sur apatite de l'éclogite de Najac (Lotout et al., 2018)

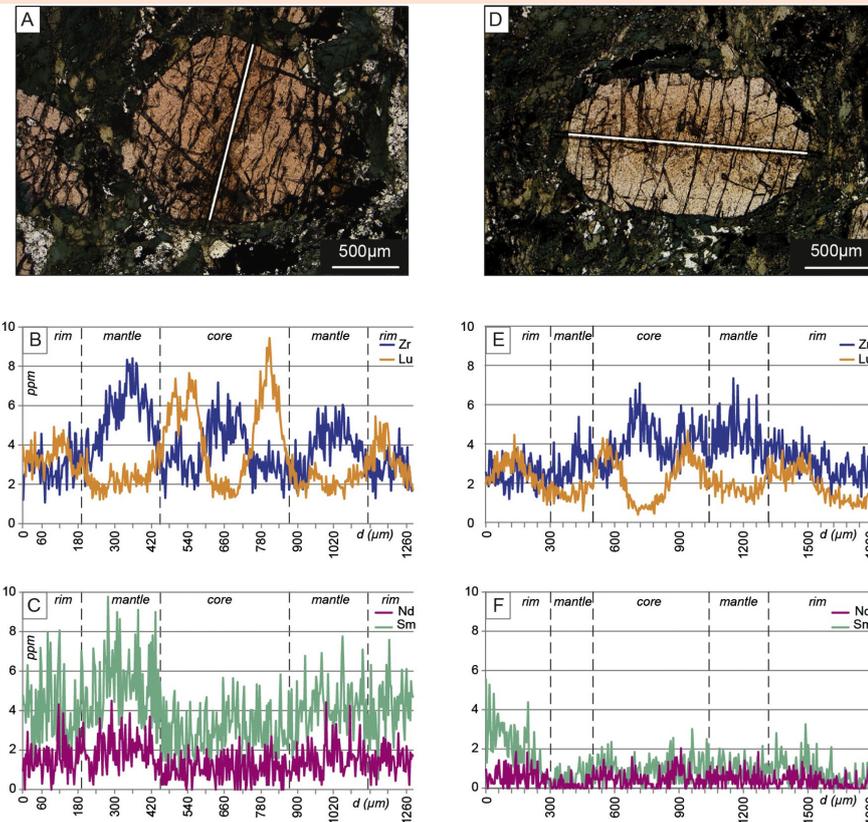


Fig. 20: Les analyses chimiques de cœurs (riches en Lu et pauvres en Sm) et des bordures (pauvres en Lu et riches en Sm) des grenats

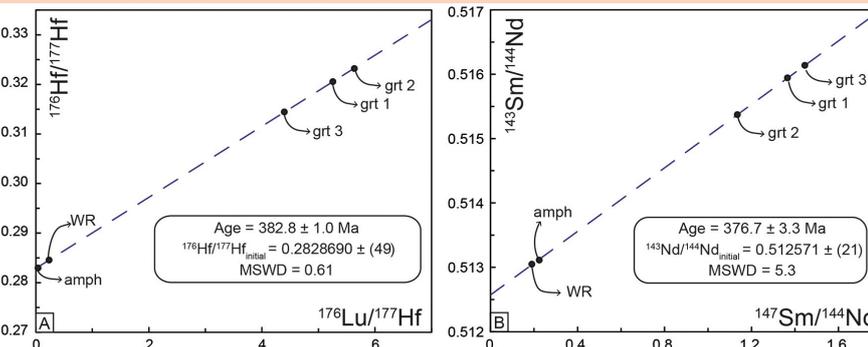


Fig. 21: L'éclogite de Najac: âges Lu-Hf (cœurs) et Sm-Nd (bordures) des grenats permettant de dater la croissance de ces cristaux..

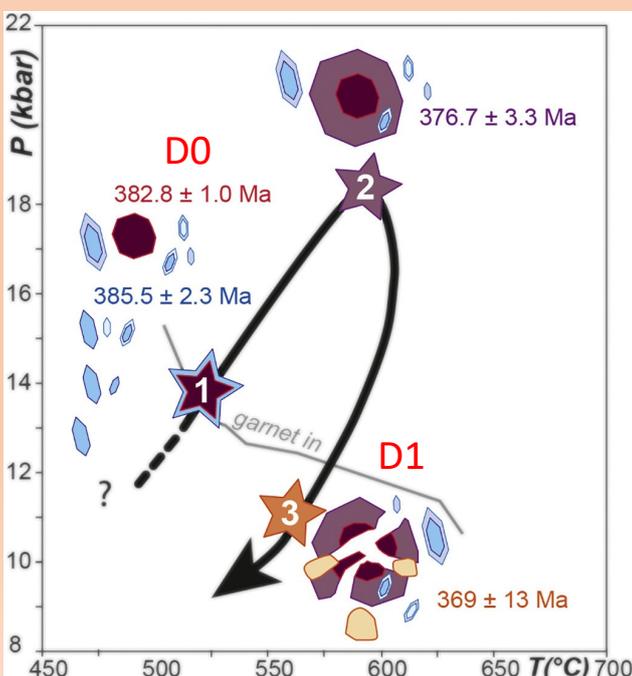


Fig. 22: Résumé des âges obtenus par Lotout et al. (2018) retraçant le chemin prograde et rétrograde

L'étude géochronologique multi-méthodes de Lotout et al. (2018) a permis de dater l'ensemble du chemin P-T-t de l'éclogite de Najac.

La datation U-Pb des zircons, minéral précoce et résistant (Fig. 18) a fourni un âge de 385.5 ± 2.3 Ma (Fig. 19A) correspondant au début de la subduction du gabbro se transformant en éclogite, c'est la phase prograde (D0). Ceci est confirmé par les méthodes Lu-Hf et Sm-Nd appliquées au grenat. Les analyses chimiques ont montré que les cœurs de grenat étaient riches en Lu et pauvres en Sm, au contraire des bordures qui sont riches en Sm et pauvres en Lu (Fig. 20). L'âge fourni par le chronomètre Lu-Hf (382.8 ± 1.0 Ma) correspond donc au début de la cristallisation des grenats et celui fourni par le chronomètre Sm-Nd (376.7 ± 3.3 Ma) correspond à la fin de la cristallisation des grenats (Fig. 21). Enfin, la datation U-Pb sur apatite, minéral tardif fournit un âge (369 ± 13 Ma; Fig. 19B) correspondant à la remontée de l'éclogite vers la surface (D1).

Cette étude géochronologique sur un seul échantillon permet donc de dater l'enfouissement de du gabbro de Najac et sa remontée en tant qu'éclogite entre 390 et 360 Ma. (Lotout et al., 2018).

Des âges plus anciens, entre 405 et 415 Ma ont été publiés pour l'éclogitisation ailleurs dans le Massif Central par la méthode U-Pb sur zircon (Berger et al., 2010; Ducrot et al., 1983; Pin and Lancelot, 1982), par la méthode Pb/Pb sur zircon (Paquette et al., 1995) ou par la méthode Sm-Nd sur grenat (Paquette et al., 1995). Il n'est pas encore clair s'il s'agit d'un biais dû aux différences de méthodes et d'époque des mesures ou s'il s'agit d'un diachronisme des périodes de subduction.

Point 2: La serpentinite de Najac

Coord: 44.20362°, 1.97616°, 234 m d'altitude

L'arrêt des véhicules se fait le long de l'Aveyron et une montée pédestre permet d'observer une belle serpentinite (Fig. 23) dont la composition chimique particulière du principale minéral, la serpentine (silicate de Mg hydraté: $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) détermine une végétation également particulière et pauvre en espèces qui se voit bien dans le paysage (Fig. 24).

Des failles cassantes orientées N10°E sont la signature de la faille de Villefranche. (Fig. 23).



Fig. 23: La serpentinite de Najac et sa couleur vert-bleu typique.



Fig. 24: Les limites du massif de serpentinite sont bien marquées par la végétation.

La serpentinite est formée principalement de serpentine, terme regroupant trois phyllosilicates: la lizardite, l'antigorite et le chrysotile (amiante). Ces minéraux résultent de l'altération par hydratation de l'olivine et des pyroxènes des roches ultramafiques telles que les péridotites. Cette hydratation se produit à basse température (<500°C), à pH élevé (>10) et faible taux de pCO₂. L'eau à l'origine de l'hydratation peut être de l'eau de mer, de l'eau météorique ou de l'eau hydrothermale. Les serpentinites se trouvent dans les ophiolites mais aussi dans les complexes stratiformes, les complexes péridotitiques etc.

Il était tentant de considérer l'ensemble éclogite-serpentine de Najac comme le témoin de l'obduction d'un morceau de croûte océanique préalablement subductée. Mais en considérant l'ensemble de l'UGU de Najac, cette hypothèse n'est pas tenable: on y rencontre également des paragneiss et des orthogneiss felsiques de nature continentale en tant qu'encaissant du complexe magmatique mafique-ultramafique de Najac dans lequel on retrouve des enclaves d'orthogneiss, ce qui démontre bien la nature intrusive de ce complexe dans les gneiss de l'UGU de Najac (Bodinier and Burg, 1981; Bodinier et al. 1986; Benmammam et al., 2020). Le complexe UM-M de Najac s'est formé en bordure continentale et a été ensuite subducté en même temps que la marge continentale (D0), la partie la plus externe atteignant le faciès éclogite (la « future UGU » de la figure 8) pour être ensuite obductée (D1) en tant que UGU (Fig. 9).

Point 3: Le contact faillé orthogneiss Permien: la faille de Villefranche

Coord: 44.21475, 1.96628; 228m d'altitude



Fig. 26: D'abord le gneiss œillé de l'UGU.

Le long du grillage de la station d'épuration de Najac (Fig. 29), on voit le contact tectonique entre le gneiss œillé (UGU; Fig. 26) et la série permienne (Fig. 27). Le contact est tectonique (D5) et correspond à la faille de Villefranche orientée N20°E avec un pendage E. Au contact avec l'orthogneiss, on observe un grès induré. Le Permien, composé de grès et de pélites grises, est fracturé le long de cette direction. En Au cimetière de Najac situé au-dessus, il a été noté la présence d'un niveau fossilifère montrant une flore du Ghzélien terminal mais peu visible actuellement à cause de la végétation et des éboulis. Ces terrains affleurent plus au sud dans le ruisseau de Loubezac et à Laguëpie.



Fig. 27: Ensuite le Permien.

Ces dépôts sont liés à une zone d'effondrement correspondant à un jeu ancien de la faille de Villefranche. Ces sédiments ghzéliens ont fait l'objet à la fin du XIX^{ème} siècle d'exploration par les compagnies minières sans grand résultat quant à l'exploitation de charbon. Une coupe a pu être établie quand les affleurements étaient de bonne qualité (Fig. 28).

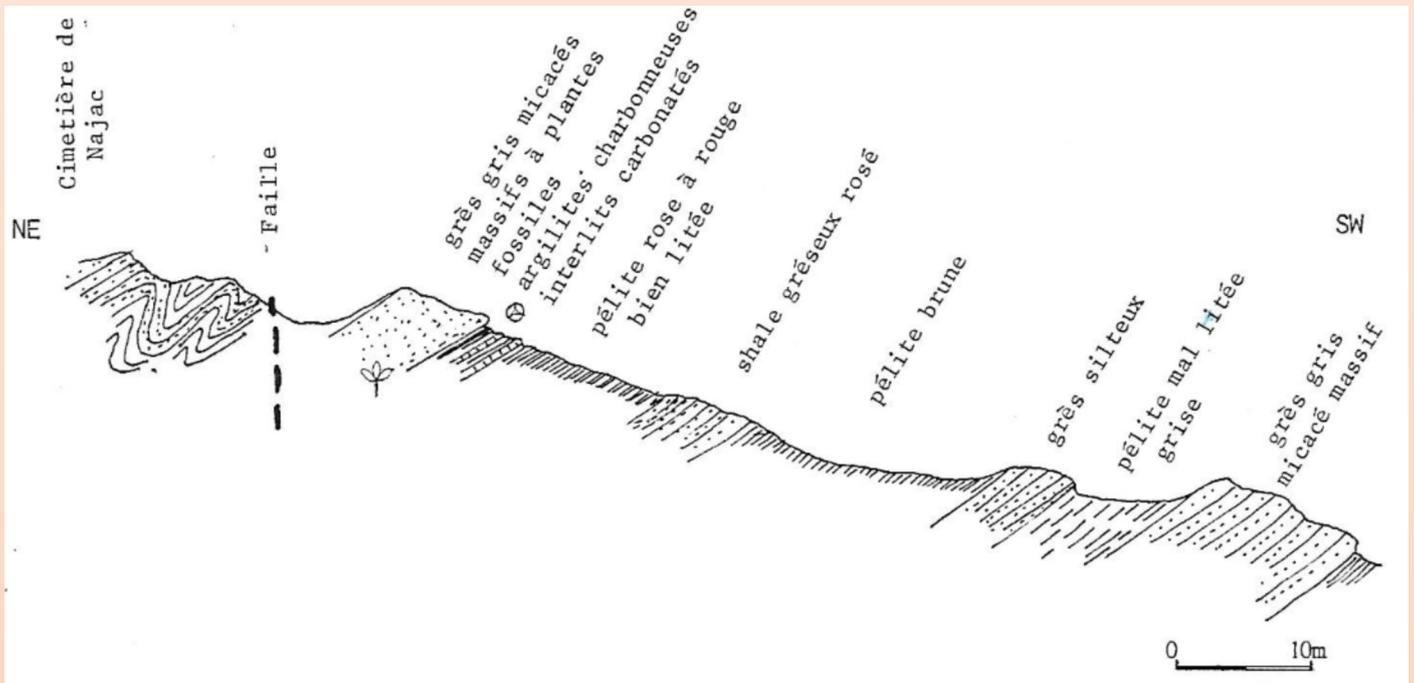


Fig. 27: Coupe dans le Ghzélien de Najac le long de la D953, près du cimetière

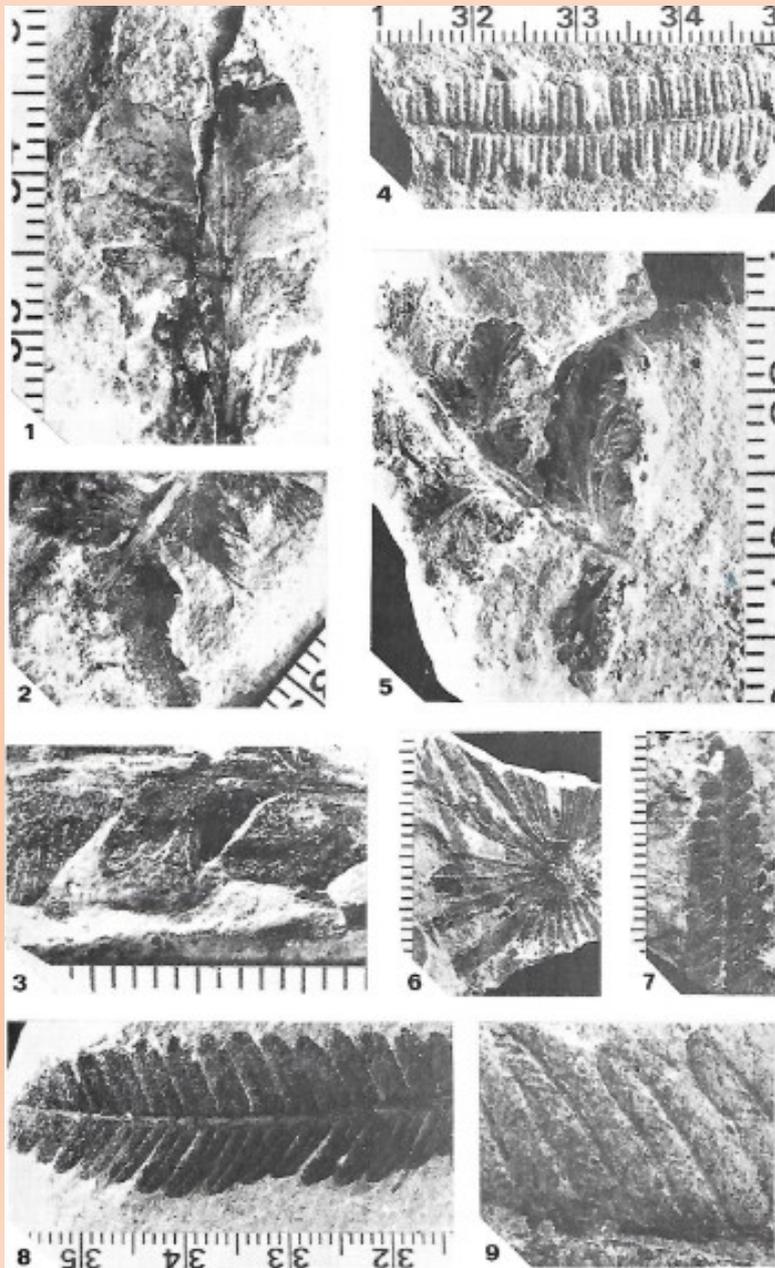


Fig. 28: Flore fossile de la série permienne (ghzélienne) du cimetière de Najac. 1, 2, 3: *Odontopteris cf. alpina* (Sternberg) Geinitz; 4: *Pecopteris cyatha* Schlot; 5: *Callipteris* sp.; 6: *Annularia stellata* Schlot; 7: *Pecopteris* sp.; 8, 9: *Scolecoperis candolleana* (Brong) Stur, sensu Barthel, 1976;



Fig. 29: Passage le long du grillage de la station d'épuration de Najac

Les sédiments détritiques à l'ouest de la faille de Villefranche aux alentours de Najac sont visibles dans une structure en demi-dôme adossée au socle cristallin et délimitée par la faille N20 de Villefranche : le demi-dôme de Villevayre à comparer aux 3 dômes de Marnaves, Vaour et de la Grésigne plus au sud (Fig.30).

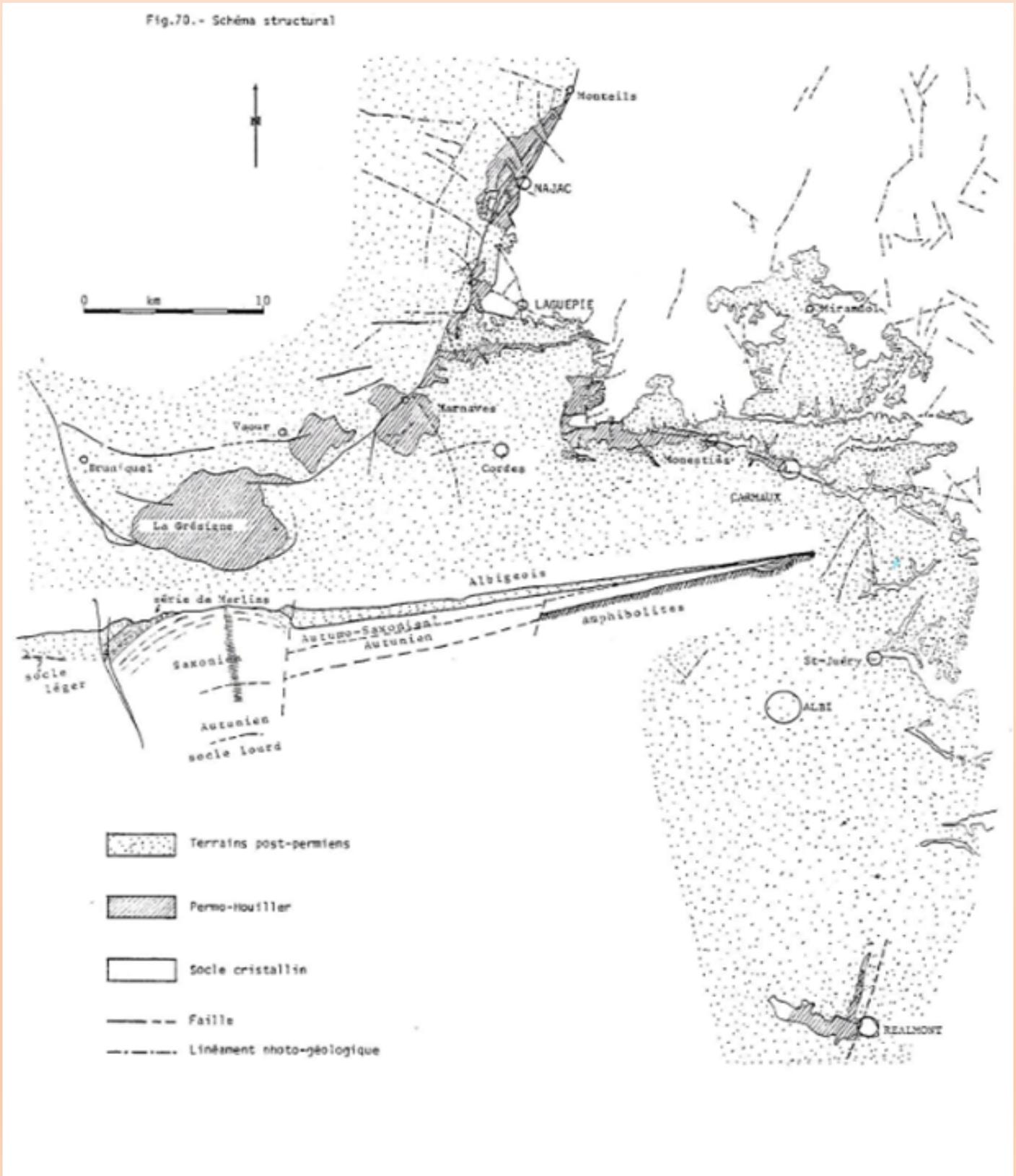


Fig. 30: Carte structurale et coupe du Permien de la région de Najac

Point 4: L'orthogneiss du château de Najac

Coord: 44.21889, 1.97538

Ce point permet de bien voir l'orthogneiss de l'UGU de Najac (Fig. 31), seulement aperçu au point 3. Par ailleurs, la petite balade pédestre imposée par le piétonnier permet de voir la vieille ville de Najac, ses ruelles et ses beaux bâtiments (Fig. 32). Dans les murs de ces derniers, on peut observer de belles roches et on y retrouvera les grès rouges du Permien qui se prêtent bien à la façon (Fig. 33). Sous le château, on voit des petits filons de quartz alignés qui témoignent d'un effet tectonique (Fig. 34). A proximité, une faille orientée N15°E est un satellite de la faille de Villefranche.



Fig. 31: Le gneiss œillé sous le château de Najac. Les yeux de feldspath sont d'ancien grands cristaux d'un granite porphyroïde qui ont résisté à la déformation mais qui ont été étirés et dont les formes quadrangulaires ont été arrondies par les contraintes tectoniques et les conditions de pression-température. Un gneiss œillé indique toujours qu'il y eu une déformation importante, en général une shear zone, qu'elle soit subverticale (limite de terrane par exemple) ou subhorizontales (charriage). Ici il s'agit de l'exhumation de l'UGU au Dévonien repris par la phase D2. Une rétomorphose lors de rejeux ultérieurs, y compris par la faille de Villefranche est possible.



Fig. 32: un beau bâtiment de Najac



Fig. 33: Une colonne et ses superstructures réalisées en grès conglomératique du Ghzélien (Permien)



Fig. 34: Des filonnets de quartz alignés dans le gneiss œillé sous le château de Najac indique une reprise dans le domaine cassant probablement contemporaine de la faille de Villefranche.

Point 5: Filon de quartz minéralisé à la gare de Najac

Coord: 44.22259, 1.97638, altitude 212m

Un gros filon de quartz (1 à 3 m de puissance), dit filon de Lespagnié, est orienté WNW-ESE, direction conjuguée de la faille de Villefranche, avec un pendage de 70°-80° NNE (Fig. 35). Il recoupe des micaschistes à chlorite et muscovite qui correspondent à la partie métasédimentaire de la LGU de Najac et plus haut sur la colline il est recoupé par un filon de rhyolite (Fortuné, 1963). Par ailleurs, vers l'ouest, il disparaît sous le Permien (Fournet et Boisse, 1851-58), il est donc tardi-varisque. Sur la rive gauche de l'Aveyron, il se ramifie en filons de 10 à 15 cm de puissance et montre des mouches de chalcopryrite (Fortuné, 1963). Dans la partie que nous pouvons observer, le gros filon de Lespagnié résulte de la réunion de trois digitations (Fig. 36) entre lesquelles se trouvent des micaschistes à séricite, altération de la chlorite et muscovite par les fluides du filon (Fortuné, 1963).

On peut y observer une minéralisation en cuivre reconnaissable à sa couleur bleu-vert (Fig. 37). Elle se situe principalement au mur du filon. On y a trouvé (Fortuné, 1963) de l'azurite (intimement liée au quartz), de la chalcopryrite (CuFeS , disséminée dans le quartz saccharoïde), de la galène (PbS , disséminée dans la gangue), de la pyrite (Fe_2S , disséminée), de la limonite (dans les fissures du quartz), de la malachite et de l'azurite ($\text{Cu}(\text{OH})_2\text{CO}_3$ en croûte épaisse sur le quartz) et de la pyromorphite (en enduits microcristallins). Du cuivre natif a été signalé par les mineurs. La chalcopryrite s'altère en malachite. Une association intime très dure de quartz et azurite est très bleue. Fortuné (1963) classe ce filon en gîte de type mésothermal (structure régulière et continue du filon, altération des épontes en séricite, présence de cuivre et de fer pyriteux comme minéralisation), c'est-à-dire un gîte minéralisé de moyenne température (150-300°C). Une galerie de recherche de 50 m de long a permis cette reconnaissance de la minéralisation. L'entrée est maintenant murée, est inondée et sert de captage d'eau.



Fig. 35: Le filon de quartz de Lespagnié avec ses digitations et sa galerie.



Fig. 37: La minéralisation cuprifère vert-bleu du filon de quartz de Lespagnié.



Fig. 36: Les interdigitations du filon de quartz de Lespagnié.

Point 6: Le Permien rouge et fossilifère (Assélien) de la Pourtié

Coord: 44.24248, 1.97734, altitude: 383m à 44.24493, 1.97752, altitude 393m

Au Nord-Ouest de Najac sur la route D149, à la Pourtié, un bel affleurement fossilifère de grès et de pélites rouges est visible ; il est daté de l'Assélien (ex-Autunien) supérieur. Il s'agit de grès grossiers avec micas dont de la biotite (ce qui implique une source proche) avec passées microconglomératiques (Fig. 37). Au début de la coupe, on voit des empreintes supérieures de ce qui pourrait être soit des chenaux soit des paléosols (Fig. 38). Au-dessus, présence de petits filonnets de quartz bordés de quartz fumé attestant de mouvements de fluides le long de fractures réactivées. Plus haut des grès uniquement avec de la muscovite, en alternance avec des silts et des pélites comprenant quelques passées conglomératiques (Fig. 39).



Fig. 37: Les gros bancs de grès et de microconglomérat de l'Assélien Rouge de la Pourtié



Fig. 38: Les empreintes supérieures de chenaux ou de paléosols.



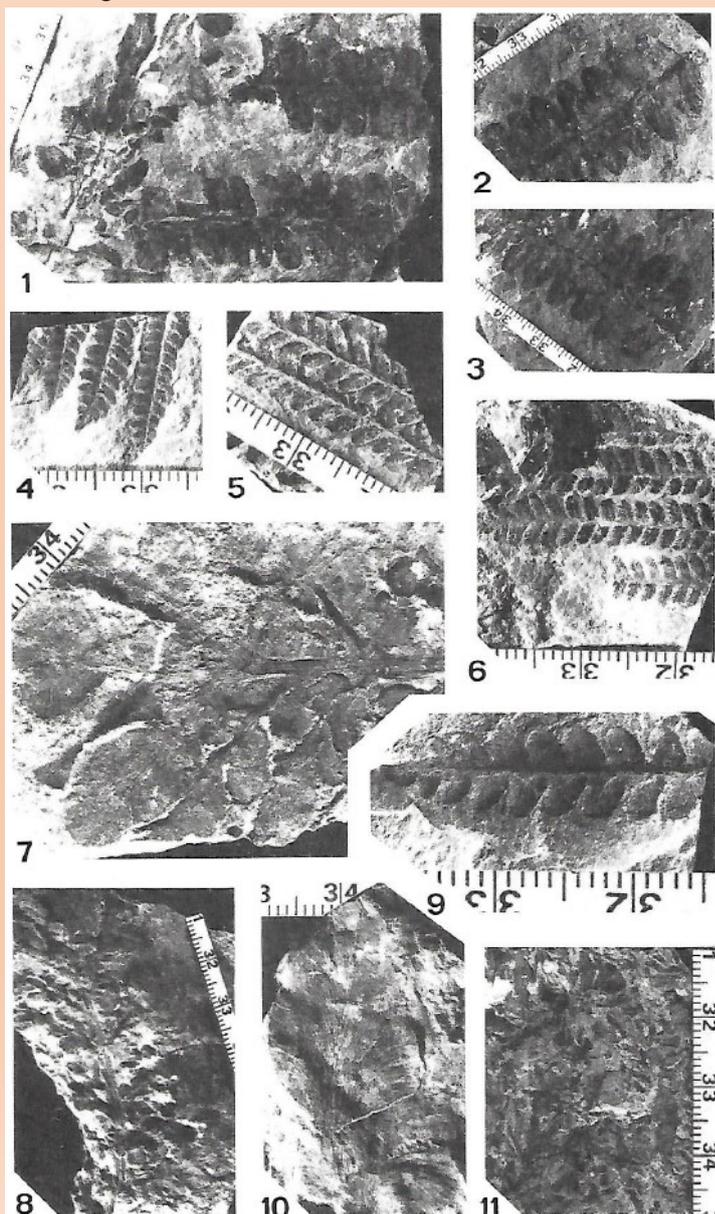
Fig. 39: Les alternances typique grès et pélites de l'Assélien Rouge de la Pourtié

Dans le haut de la coupe, une succession grésopélitique rouge est riche en débris fossiles connue comme la flore et la faune de la Pourtié (Fig. 40). Elle comprend en particulier (Fig.41): *Lebachia piniformis* Flor., *Odonopteris dufreynoyi* Brong. (10), *O. subcrenulata* Rost (7, 8) et *Ullmannia frumentaria* (Schlot) Goepf (abondant). Ces espèces sont citées dans l'Assélien et confirment l'appartenance de cette série rouge à l'ensemble Assélien Rouge. On trouve aussi des bivalves qui feront l'objet d'une étude par Philippe Fauré.



Fig. 40: Débris végétaux dans une pélite permienne

Fig. 41: Divers végétaux asséliens de la Pourtié et de la région (Broutin et al., 1983)



L'ensemble des sédiments permien observés dans le secteur ont permis de construire une coupe schématique pour le secteur de Laguépie -Najac (Fig. 42). Ces terrains permien constituent le cœur du demi-dôme de Villevayre et s'étendent vers l'ouest sous les terrains mésozoïques du Quercy et vers l'est, sous les molasses de l'Albigeois. Ils comblent un fossé sédimentaire continental beaucoup plus vaste, orienté NW – SE, continu de Brive à Réalmont avec une épaisseur dépassant les 3000 m en Grésigne.

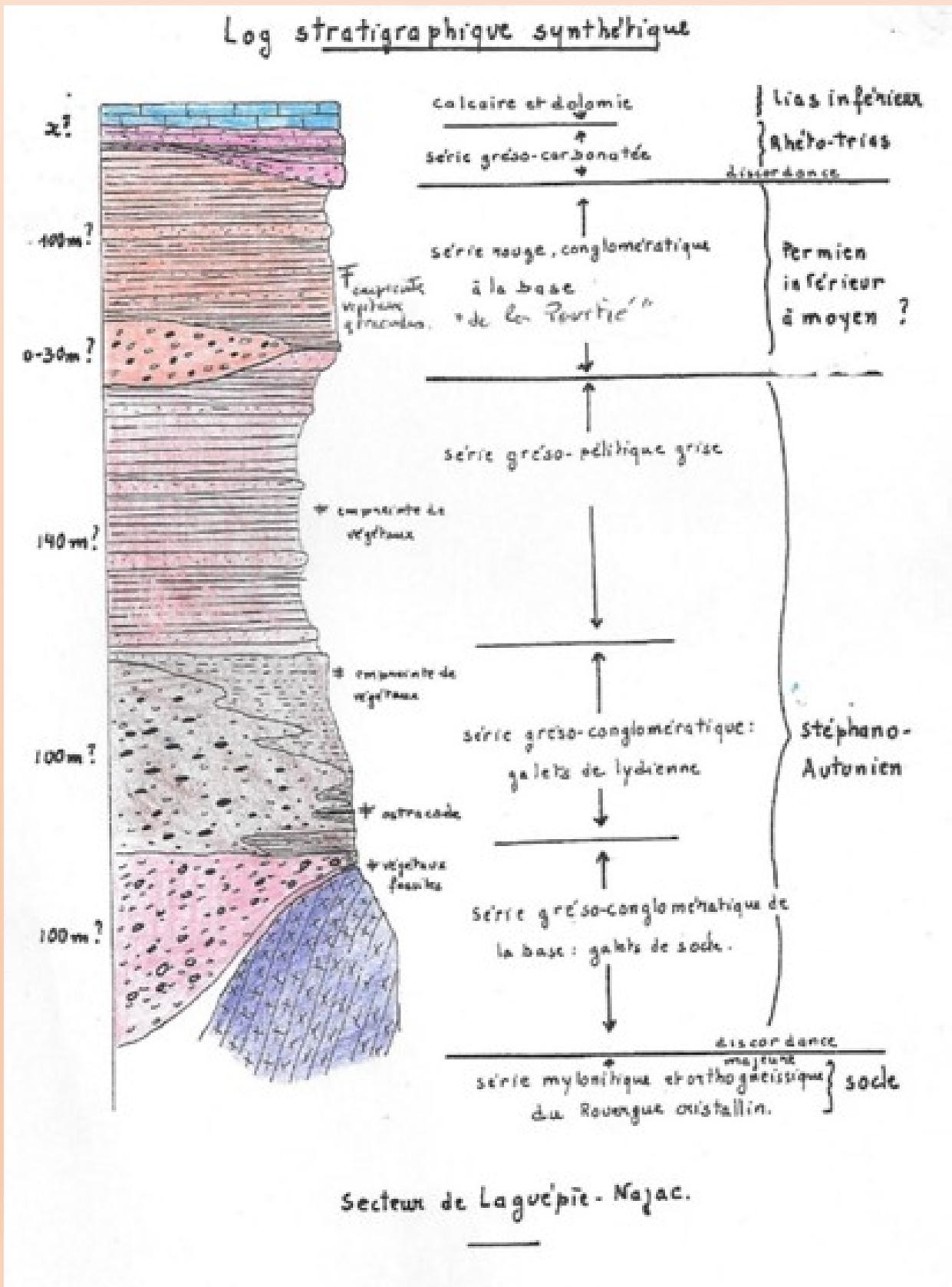
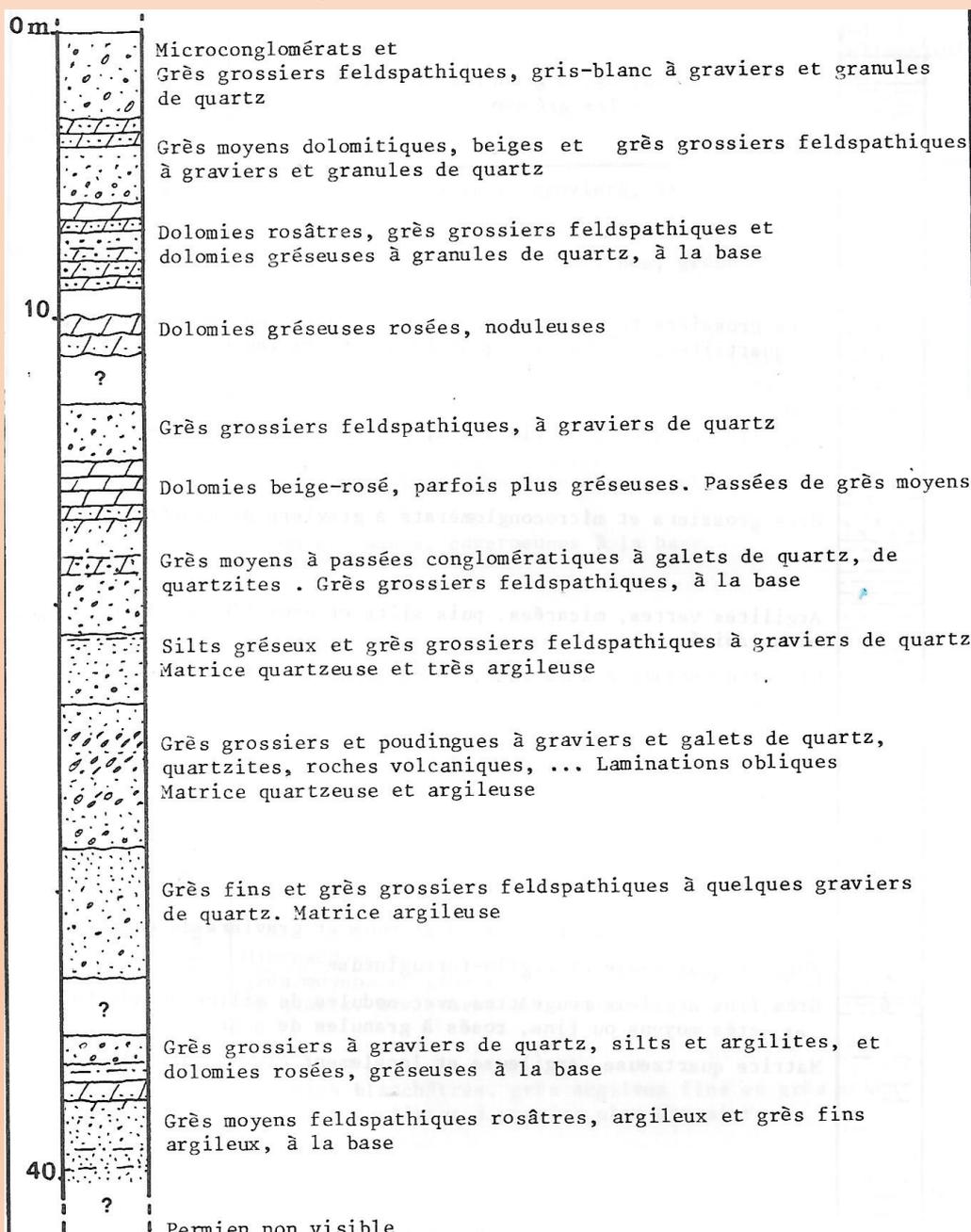


Fig. 42: Coupe schématique du Permien du secteur de Laguépie-Najac (Delsahut, 1981)

Point 7: Le Trias supérieur (Carnien-Rhétien), base du Mésozoïque

Coord: 44.23488, 1.95377, altitude: 484m

C'est une des zones les plus hautes en altitude, près de 500m. Toujours au cœur du demi-dôme, en discordance nette sur le Permien, une formation gréso-conglomératique recouvre l'ensemble et est attribuée au Rhétien. L'affleurement du cimetière de Mazerolles donne un aperçu de la série (Grignac, 1983) : la série gréseuse est constituée, sur une même verticale, par un enchaînement de séquences détritiques élémentaires grano-décroissantes avec de la base au sommet un conglomérat monogénique et poudingues à galets, des grès grossiers feldspathiques à graviers, des grès fins, des argilites et une dolomie (Fig. 43). Les passages latéraux de faciès très nombreux et les structures sédimentaires témoignent d'une sédimentation continentale essentiellement de type fluviale. La continuité des bancs est faible, cependant un niveau gréso-dolomitique, épais de plusieurs mètres, a pu être cartographié dans le ruisseau de Charrel. Ce niveau est devenu karstique avec la grotte Ville-vayre. Un essai de corrélation de cette formation a été tentée par C. Grignac (1983) et il y définit deux ensembles : (1) Un complexe gréso-carbonaté (40 à 110 m) constitué de séquences détritiques grandécroissantes



avec des passages de bancs dolomitiques et gréso-dolomitiques (Fig. 43) ; (2) Un complexe gréseux supérieur (20m max) situé sous la base des dolomies hettangiennes, constitué de poudingues à galets, grès grossiers à matrice argileuse ou carbonatée et argilite au sommet. La présence de conglomérat à gros galet à la base du complexe supérieur avec remaniement des assises sous-jacentes, de grès grossiers à matrice parfois très ferrugineuse, militent en faveur de cette subdivision. Sauf exception ces deux ensembles ne sont pas cartographiés. La datation de cet ensemble n'a pu être établie. Cette formation précède la sédimentation dolomitique datée de l'Hettangien et la présence d'au moins 38 m de grès datés de l'hettangien à Saint-Igest à 25 km au NE de Villeveyre permet à Grignac (1983) de proposer un âge Hettangien pour la partie supérieure de ce complexe.

Fig. 43: Coupe du Trias à Mazerolles (Grignac, 1983)

La base de ce complexe daté du Carnien est rattaché au Trias supérieur. Les structures sédimentaires observables sur la coupe sont (1) des chenalisations correspondant à des structures d'érosion par un courant aquatique, avec remplissage détritique grossier, parfois granoclassés (poudingue à galets); (2) des stratifications horizontales, soulignées par des film argileux ; (3) des stratifications obliques présentes dans les grès grossiers et les conglomérats à graviers de quartz et la majorité des faisceaux obliques ont une puissance d'ordre métrique. L'orientation des paléocourants (Grignac, 1983) montre que de la base au sommet de cette série gréseuse, la direction et le sens de transport est de l'ENE vers l'OSO avec une zone nourricière des apports situés sur le Rouergue cristallin à l'Est de la faille de Villefranche. Les conglomérats et les microconglomérats sont à matrice essentiellement argileuse ; ils renferment des galets de quartz filonien roulés à subanguleux (95% des galets) et sont mal triés. Les grès fins à grossiers sont toujours mal triés ont une matrice argileuse, parfois rosés (présence d'argilite colorée par l'hématite) au contact du Permien. La présence de galets mous confirme la nette discordance de cette série sur le Permien. Si la base de la série est nettement fluviatile, la partie supérieure est proche d'un milieu lagunaire avec absence de remaniement des dépôts permien et uniquement des dépôts en provenance du socle cristallin (Grignac, 1983). Les dolomies du toit de la série, plus ou moins ferrifères, se chargent en éléments détritiques de quartz, de feldspath, de micas pour former des grès à ciment carbonaté. A Villeveyre, cette formation contient des géodes à cristaux de quartz (avec parfois de la barytine).



Fig. 44 Conglomérat très grossier et hétérogène du Trias



Fig. 45 Gros galet de pélite verdâtre permienne: très peu de transport et sous la forme de boue



Fig. 46 Rejeu de faille



Fig. 47 Conglomérat mal classé

Bibliographie

- Barthel M., Gotzelt V., Urban G., 1976. Die Rotliegendflora Sachsens. Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., Dresden, 24, 190 p.
- Benmammour A., Berger J., Triantafyllou A., Duchene S., Bendaoud A., Baele, J.M., Bruguier O., Diot H., 2020. Pressure-temperature conditions and significance of Upper Devonian eclogite and amphibolite facies metamorphisms in southern French Massif central. BSGF - Earth Sciences Bulletin 191, 28
- Berger J, Féménias O, Ohnenstetter D, Bruguier O, Plissart G, Mercier JCC, et al. 2010a. New occurrence of UHP eclogites in Limousin (French Massif central): age, tectonic setting and fluid rock interactions. Lithos 118, 365–382.
- Bodinier, J.L., 1983. Etude géochimique du massif basique et ultrabasique de Najac (Aveyron); Conséquences géotectoniques. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 185–193.
- Bodinier, J.L, Burg, J.P, 1981. Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental: mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). Bulletin du B.R.G.M. 4, 315–339.
- Bodinier, J.L., Giraud, A., Dupuy, C., Leyreloup, A., Dostal, J., 1986. Caractérisation géochimique des metabasites associées a la suture méridionale hercynienne; Massif Central français et Chamrousse (Alpes). Bulletin de la Société Géologique de France 2, 115–123.
- Broutin J., Chateauneuf J.J., Delsahut B., Doubinger J., Vetter P., 1983. Flore et microflore des terrains auniens situés entre Réalmont, Najac et la Grésigne : CR Acad. Sc. Paris, 297, 753-758.
- Burg J-P, Alabouvette B, Leyreloup A-F, Pélissié T, Astruc JG, Lefavrais-Raymond A, et al. 1989. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Villefranche-de-Rouergue (882), Orléans, BRGM, 79 p.
- Delsahut B., 1981. Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3e cycle, Toulouse
- Do Couto D, Faure M, Augier R, Cocherie A, Rossi P, Li X-H, Lin W, 2016. Monazite U–Th–Pb EPMA and zircon U–Pb SIMS chronological constraints on the tectonic, metamorphic, and thermal events in the inner part of the Variscan orogen, example from the Sioule series, French Massif Central. International Journal of Earth Sciences 105: 557–579.
- Ducrot, J., Lancelot, J.R., Marchand, J., 1983. Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. Earth and Planetary Science Letters 18, 97–113.
- Faure, M., 2023. Alpine, Variscan, eo-Variscan belts: comparison between hot and cold orogens from the examples of French segments. C.R. Geosc. 356, 10.5802
- Faure, M., Lardeaux, J.M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. Comptes Rendus Geoscience 341, 202–213.
- Faure M, Li X-H, Lin W. 2017. The northwest-directed “Bretonian phase” in the French Variscan Belt (Massif central and Massif Armoricaïn): a consequence of the Early Carboniferous Gondwana–Laurussia collision. Comptes rendus géoscience 349: 126–136.

- Fortuné, J. P., 1971. Contribution à l'étude minéralogique et génétique des talcs pyrénéens. Thèse Sc. Toulouse.
- Grignac C., 1983. Contribution à l'étude des sédiments post hercyniens de la bordure SW du Massif Central (France). Thèse de 3ème cycle, Toulouse, Université Paul Sabatier.
- Halama R., 2024. Rocks explained 4: eclogites. *Geology Today* 40, 33-40.
- Lin W., Faure, M., Li X.H., Chu Y., Ji W., Xue Z., 2016. Detrital zircon age distribution from Devonian and Carboniferous sandstone in the Southern Variscan Fold-and-Thrust belt (Montagne Noire, French Massif Central), and their bearings on the Variscan belt evolution. *Tectonophysics* 677–678 , 1–33.
- Lotout C, Pitra P, Poujol M, Anczkiewicz R, Van Den Driessche J., 2018. Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif central: a multimethod geochronological study from the Najac Massif. *Lithos* 308–309: 381–394.
- Oxburg E.R., 1980. Heat flow and magma genesis. In: *Physics of magmatic processes* (R.B. Hardgraves, editor), Princeton Univ. Press, 161-199.
- Paquette, J.L., Ballèvre, M., Peucat, J.J., Cornen, G., 2017. From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). *Lithos* 294, 418–437.
- Pin, C., Lancelot, J., 1982. U–Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 1–12.
- Turcotte D.L. & Schubert G., 1982. *Geodynamics*. J. Wiley & Sons.



Panorama sur Najac depuis le Trias

