

Géologie du « Petit Colorado » tarnais

Excursion du samedi 18 avril 2026



Les ruffes à Marnaves

Livret guide rédigé par Bernard Delsahut

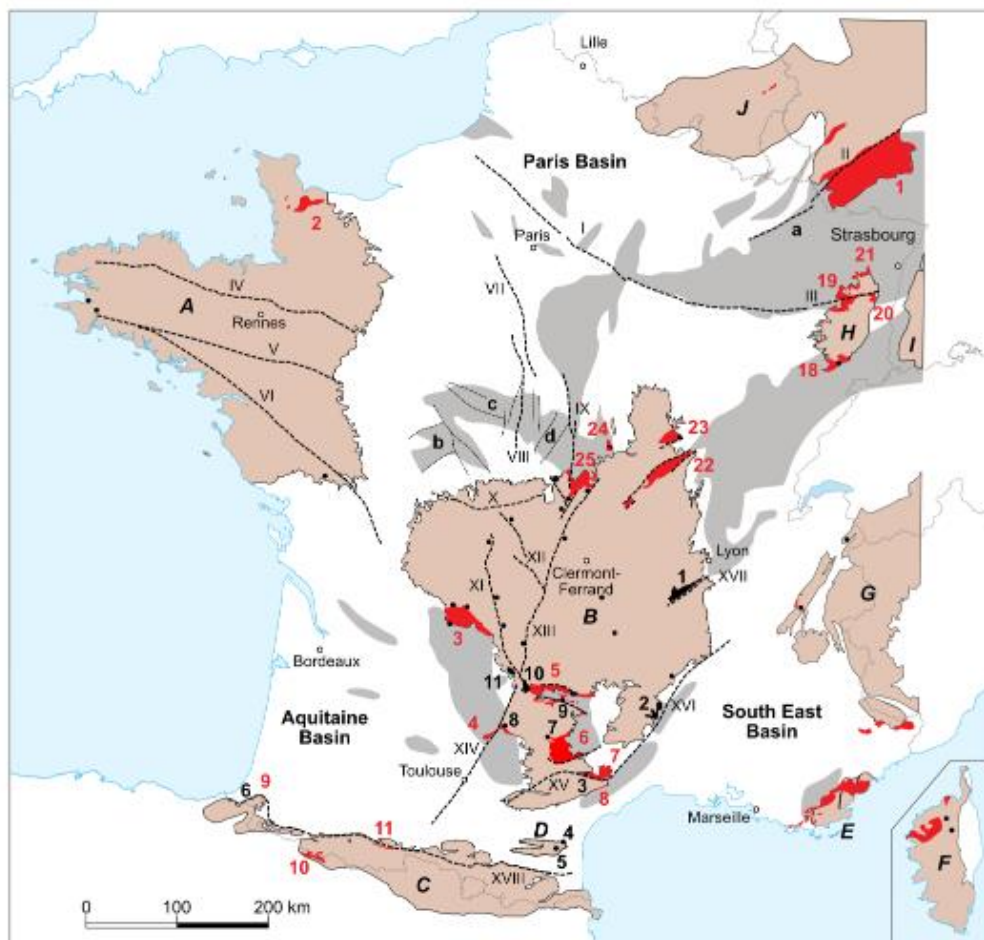
et présenté en collaboration avec René Cubaynes



Localisation et géologie locale du « Petit Colorado » tarnais

La zone se trouve sur la commune de Marnaves et appartient au domaine géologique du Bassin d'Aquitain, en bordure Est, aux confins du Rouergue Cristallin. Cet endroit est situé sur un accident majeur : la faille de Villefranche, identifiée d'abord, par les anciens comme faille de Marnaves (Magnan 1869).

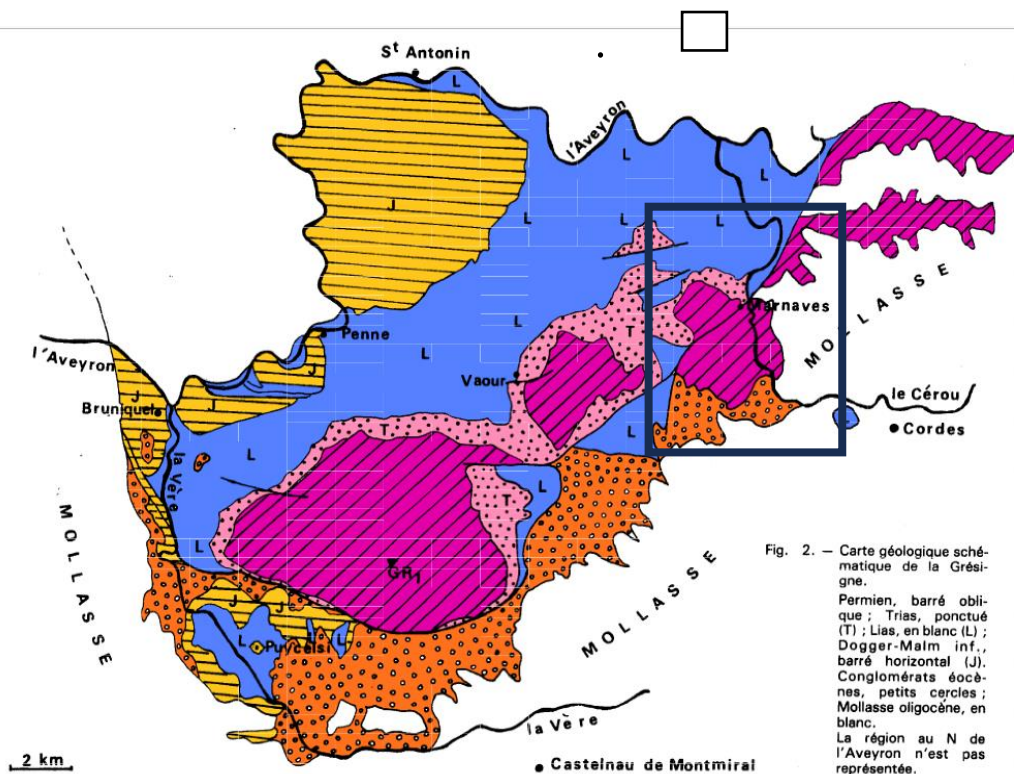
Les dépôts rouges qui affleurent à la faveur de l'érosion se sont déposés au Permien supérieur (de -270 Ma à -250Ma). Il n'y a pas eu de datation absolue. La carte de synthèse de ces dépôts établies par Aretz M. et al (2023) fait état d'un grand bassin entre Lavaur (81) et Brive la Gaillarde (19) au nord. Un sondage réalisé dans la forêt de Grésigne témoigne d'une grande épaisseur de sédiments, plus de 3 km. Au permien le jeu en distension de la faille de Villefranche et de l'accident ouest quercynois à l'origine de cette forte subsidence. Au Secondaire son comblement se poursuivra avec les dépôts marins du plateau du Quercy.



Carte synthèse de Aretz M. et al (2023) pour les sédiments permien (gris clair et rouge).

Dans le département du Tarn, le site « des dunes » est situé dans la partie septentrionale des monts de la Grésigne, entre l'Albigeois et le Quercy. Ces collines grésignoises, orientées NE-SW sont visibles du Plateau du Quercy (région de Caussade – Cahors - Villefranche), du Rouergue et de la Montagne Noire.

Le mot Grésigne vient du « Grès saigne » c'est-à-dire rouge au cœur du grès ou grès saignant. Ces grès rouges affleurent de Najac à Saint-Martin de Vère le long d'un accident géologique majeur – la faille de Villefranche, interceptée, au niveau de la Vère, par l'accident ouest Quercynois qui borde le Quercy à l'ouest.



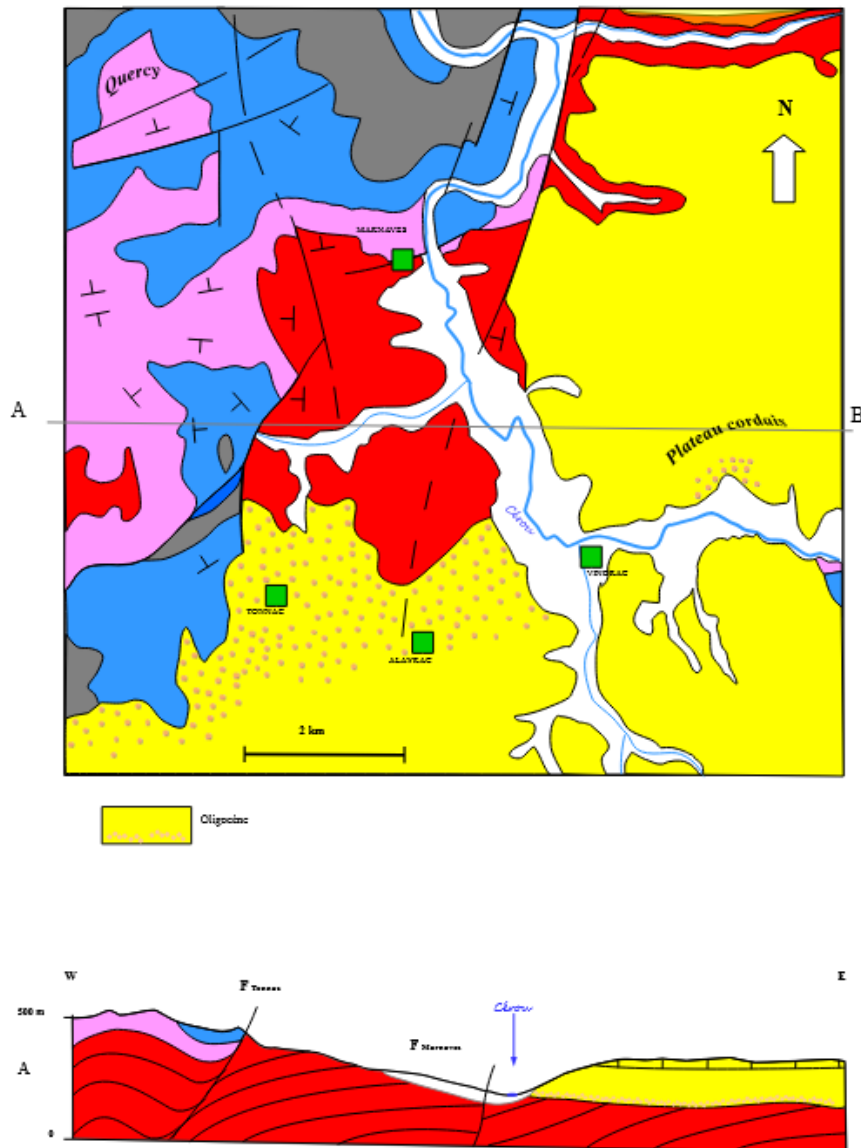
Carte géologique de l'anticlinorium de la Grésigne (Michel Durand-Delga :1979)

Cette structure en dômes est liée à la dernière manifestation de la faille de Villefranche, entre le Stampien et le Burdigalien (20.44 Ma). Une période de compression a favorisé le jeu de la faille en décrochement sénestre, ce qui a permis la remontée des grès rouges à la surface sous forme de dômes au niveau de Marnaves, de Vaour et de la forêt de Grésigne. Ce plissement débute plus au nord à Najac.

Cette faille est active depuis le Bartonien inférieur (41.2 ma) début de l'orogénèse pyrénéenne.

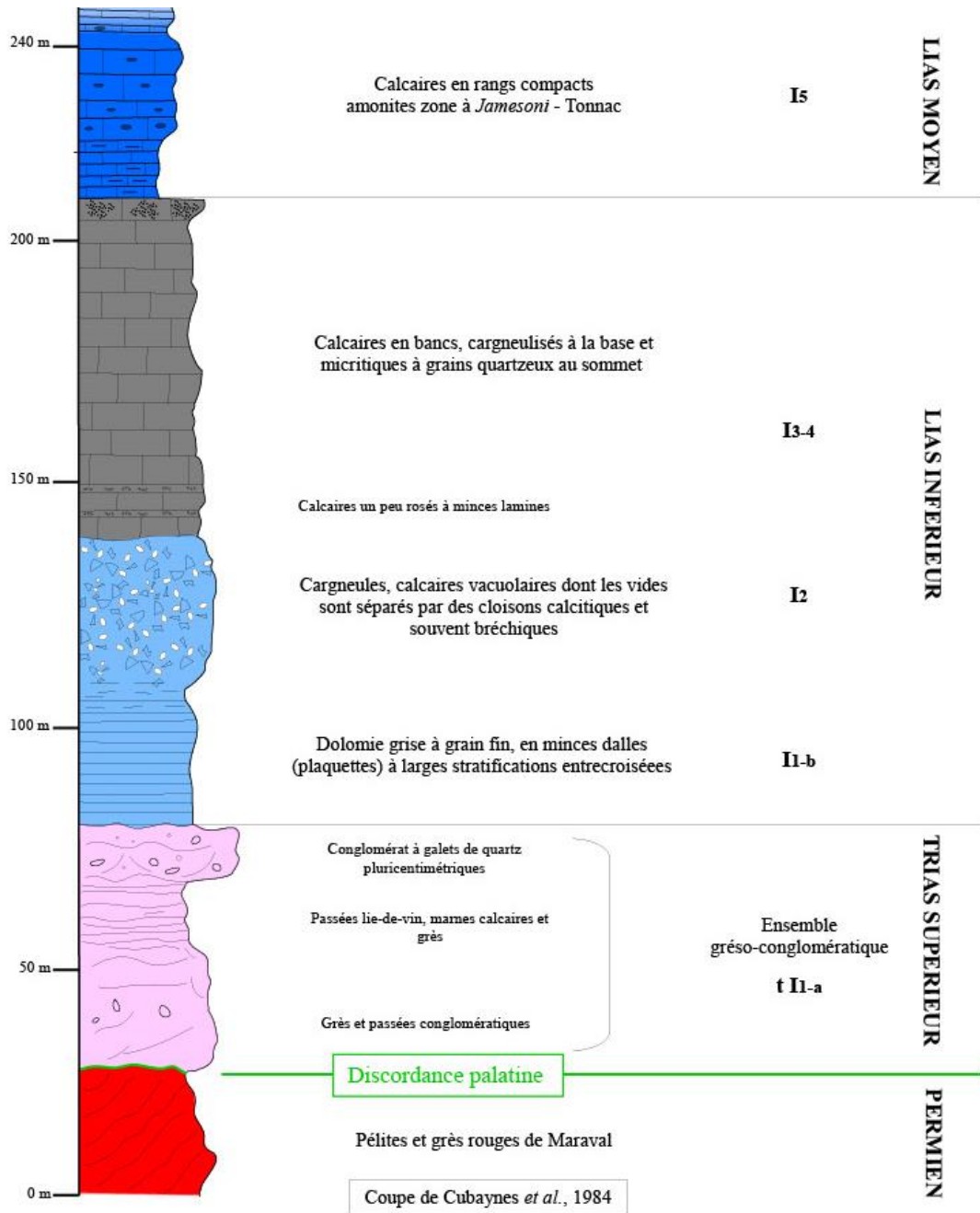
Autour de la zone des dunes, on peut distinguer une barre jurassique à l'Ouest et au Nord et des dépôts tertiaires composés de molasses bréchiques et de calcaires lacustres à l'Est et au Sud (Plateau cordais du golfe de l'albigeois).

Les formations visibles lors de l'excursion sont mentionnées sur la colonne stratigraphique ci-dessous accompagnée de la carte géologique du secteur.



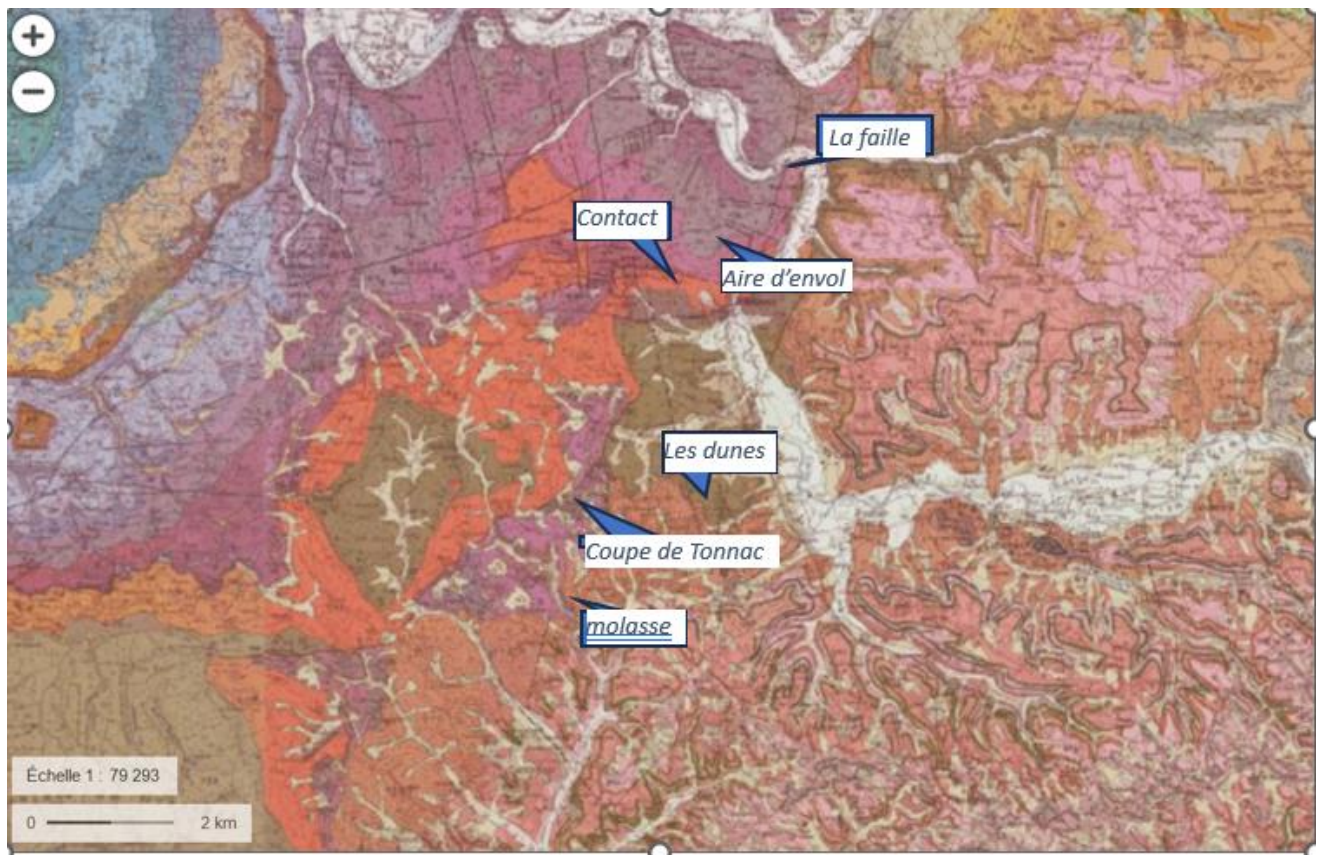
Carte géologique du secteur et sa coupe E-W (P Collomb et al, 1989. J-P Burg et al. 1989)

Tout autour du Permien, on trouve en discordance les sédiments détritiques continentaux du Trias supérieur (-210 Ma) et des sédiments presque marins de l'Hettangien (-200 Ma) jusqu'au calcaire franchement marin du Carixien inférieur de Tonnac



Coupe stratigraphique du secteur

Le circuit de l'excursion



Les points d'affleurement

La visite des affleurements

1 - Description des sédiments des Dunes (273 – 255 Ma)

La série des dunes de Marnaves est composée essentiellement de pélites rouges massives, avec intercalation de grès plus ou moins rouge. Ces dépôts d'origine continentale, issus de l'érosion de la chaîne hercynienne voisine et déposés en régime, parfois fluvial, parfois lacustre et parfois en milieu désertique par le vent. Vers – 250Ma, La région était située au-dessus de l'équateur, sous climat intertropical très chaud avec des périodes très sèches et des périodes de crues intenses. Ce milieu oxydant pousse à la formation d'hématite, ce qui va donner la couleur rouge au sédiment.

Ces argilites ou pélites ont une grande épaisseur (plus de 3000 m au cœur de la Grésigne) et un aspect massif, sans litage bien défini.



Surface de stratification

On peut observer :

Des diaclases sur les surfaces de stratification et des rides. Trois orientations de diaclases ont été observées ; N140 (accident ouest-quercynois), N20 (faille de Marnaves) et N90 (faille du Cérou).



De fins lits de grès parfois carbonatés liés à la présence de circulation de fluide et de minéralisation, cuivre sous forme de malachite, uranium, ... Ces encrustements révèlent une

immersion partielle et témoignent d'une sédimentation de type plaine d'inondation. Cette séquence détritique est comparable à celles décrites par Philippe Bourges (1987) dans le Déroit de Rodez (séquence type A6).



Des intercalations de bancs gréseux plus massifs, témoin d'une plaine alluviale.

Cette roche fine rouge est aussi connue sous le nom de **ruffes**, (cf Lodève).



Les ruffes massive de Marnaves.

L'érosion va provoquer un paysage très particulier dans cette roche par des creusements de ravines plus ou moins profondes suivant l'épaisseur de pélites entre deux bancs de grés et selon les diaclases de la roche. La roche est imperméable, néanmoins sous l'effet des alternances de précipitations et de sécheresses cette roche se désagrège en petits fragments.

L'absence de stratification nette confère aux ruffes massives une homogénéité de résistance à l'érosion qui produit des pentes très régulières. L'érosion creuse des versants paraboliques très progressifs avec en haut une pente forte et en bas une pente plus douce avec une faible érosion allant jusqu'à l'horizontale.

Le paysage est qualifié de bad-Lands pour les zones à forte ravine et de playa pour le sommet des sédiments.

Ces pélites se sont constituées à partir des latérites formées sur les versants du bassin dans le massif cristallophyllien voisin et ramenées dans la plaine fluviatile par les torrents et les rivières, sous forme de boue. Le vent peut aussi être un facteur de sédimentation des fines particules arrachées sur les versants du bassin.



Les ruffes typiques, façonnées en bad-land. Argilite homogène et compacte, avec de rares lits silteux pouvant présenter des polygones de dessiccation.

Au contact avec le Trias, les niveaux supérieurs peuvent renfermer des veines de gypse (présence d'une plâtrière notée sur la notice géologique de la feuille de Najac). Ce qui traduit le rapprochement de la mer au moment de la dislocation de la Pangée à la fin du Permien

Il est à noter sur la notice de la carte géologique de Najac, l'existence de plâtrières sur le chemin de Saussenac (route de la Treyne) gérée par les propriétaires du château de la Prune.

La cuvette de Marnaves est en réalité un **dôme géologique** imprimé en creux du fait de l'érosion récente liée à l'écoulement de la rivière Cérou.

2 - La périphérie du Dôme

La limite entre le Permien rouge et les grès du Trias est visible le long de la route entre Marnaves et Rousseyroles. Des niveaux verdâtres sont de plus en plus nombreux à l'approche du toit de la formation des argiles rouges.



A la fin du Permien et durant une grande partie du Trias, la zone était émergée. Il n'y a pas continuité de sédimentation avec les dépôts triasiques qui forment les sommets des collines de la région.

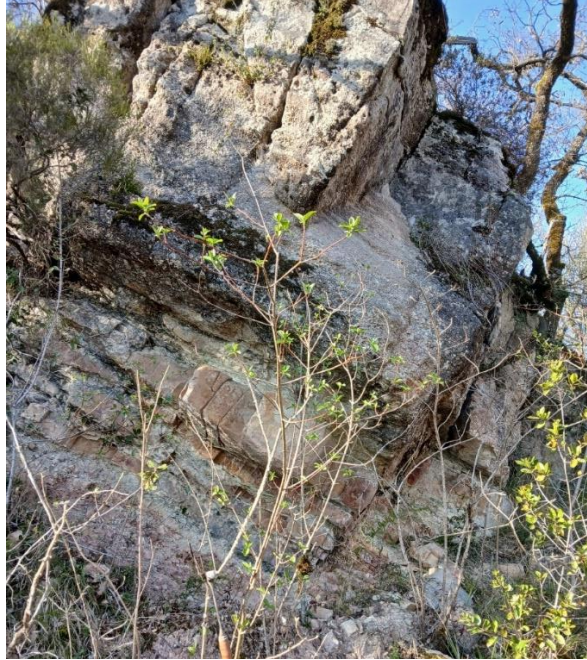
La crise du Permo -Trias (P.T.) est la crise biologique connue comme la plus importante dans l'histoire de la Terre, avec 57% des familles et 95% des espèces marines qui disparaissent. Les causes de cette crise sont très discutées, mais il y a sans doute synergie de différents événements géologiques : crise volcanique majeure, grande régression, réchauffement climatique, crise de salinité...

En France, la limite PT se voit en de très nombreux endroits, mais jamais en contexte de sédimentation marine continue à cause d'une régression généralisée : Permien supérieur et Trias basal sont continentaux, avec très souvent interruptions de sédimentation, surface d'érosion... Ils sont très souvent presque azoïques.

Le comblement des bassins permien de Brive-Grésigne, du « détroit de Rodez » et des Grands Causses, de Millau à Lodève, bassins que séparent des zones hautes sans sédimentation, précède la tectonique « palatine ».

Celle-ci amène des basculements modérés de larges panneaux que limitaient des failles. Une érosion aplanissante considérable s'ensuivit. C'est sur cette nouvelle topographie — qui, au Sud-Ouest de l'actuel Massif central, formait un plan doucement incliné vers le Sud-Ouest —, que va s'opérer la « transgression » triasique. Les lagunes germaniques occupant les domaines bas-languedocien, pyrénéens et gascon n'ont pas dépassé au Nord la ligne Agen—Albi ; les dernières traces notables d'évaporites sur le méridien de la Grésigne s'observent sous Lavour (par sondage). Mais un prisme détritique s'établissait concurremment plus au Nord-Est, pendant le Carnien et le Norien (?) ; on le connaît en Grésigne mais il ne semble pas dépasser vers le Nord la région de Villefranche-de-Rouergue. Des masses d'eaux divagantes déplaçaient le matériel grossier, qui paraît provenir de l'érosion active de reliefs situés plus au Nord-Est. Le climat était probablement aride, permettant, dans les calmes séparant les crues, une évolution pédogénétique avec horizons carbonates et formation de concrétions silico-carbonatées, emprisonnant des cristaux d'anhydrite comme notés à Villevayre, plus au nord. Ceci permet d'évoquer les paysages des actuels chotts du Sud tunisien.

Ce n'est qu'au Rhétien, (-205 Ma) que de nouveaux sédiments continentaux, organisés en séquences fluviatiles vont apparaître. Il y a donc une période de plus de 40 Ma sans trace de sédimentation.



Séquence fluviatile composée d'une lentille de conglomérat recouvrant une alternance de grès et argiles verdâtres.

Les galets essentiellement de quartz roulés blancs et roses sont grano-classés et correspondent à une base de chenal venant entailler la série gréseuse de la séquence inférieure.

Cette unité fluviatile de haut et bas régime avec des argiles bariolées suggèrent un climat chaud et humide. On y trouve aussi, à Villevayres, quelques kilomètres plus au nord, des galets du socle cristallophyllien et des pélites du permien basal.

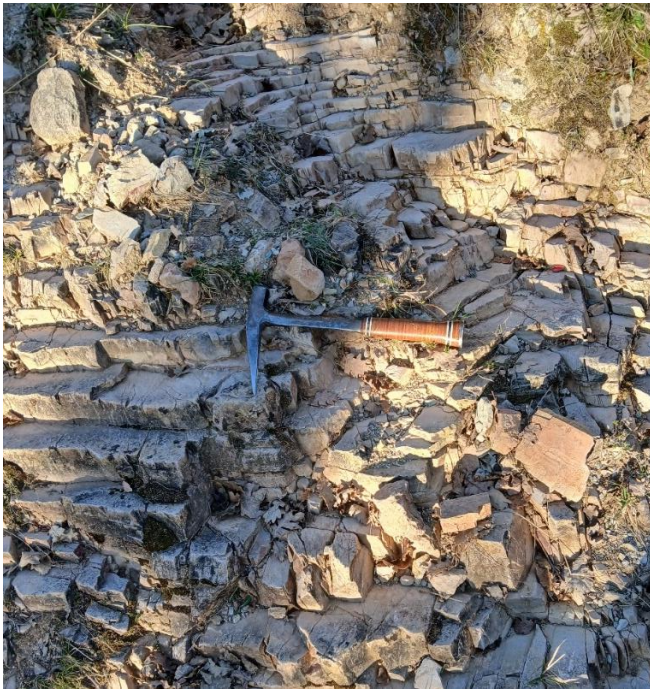


Alternances bariolées d'argiles et de grès carbonatés.

Une brutale reprise d'érosion dans les régions d'où provient le matériel détritique (paléo-Massif central) amène l'accumulation d'une tranche de conglomérats et grès grossiers quartzeux, à la fois au-dessus des grès triasiques précédents (et en apparente continuité avec eux) et dans des zones où ceux-ci ne s'étaient pas déposés, en l'espèce dans le Nord-Est du Quercy.

Des **niveaux carbonatés et dolomitiques** attestent de l'approche de la mer qui prendra place à l'Hettangien.

Mais, non moins brutalement, au cours de l'Hettangien, le paysage change une mince tranche d'eau à peine salée recouvre tout le bassin d'Aquitaine et probablement une bonne partie du « Massif central » d'où ne proviennent pratiquement plus de détritiques, sinon des argiles auxquelles se mêlaient des spores et pollens (association à Classopollis).



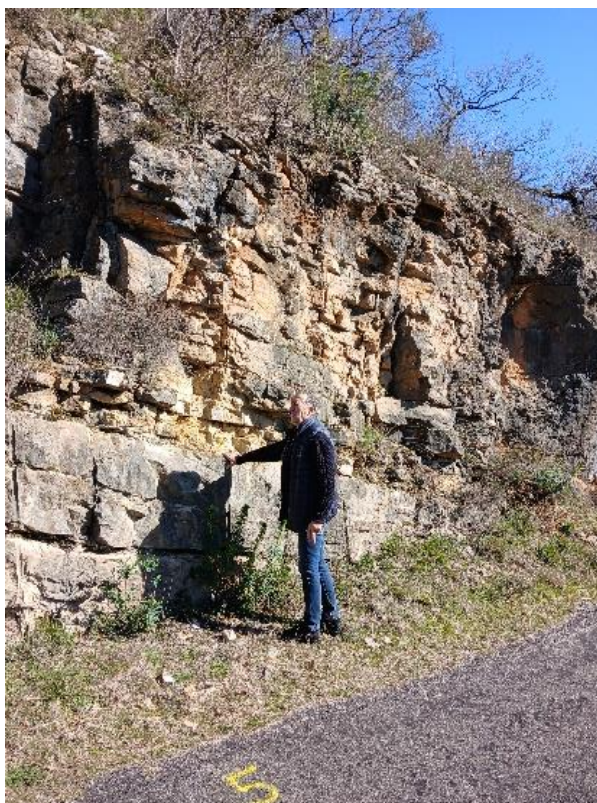
Les dolomies en plaquettes



Les dolomies vacuolaires

On retrouve les mêmes dolomies en plaquettes dans la carrière de Les Cabannes, près de Cordes-sur-Ciel

L'ensemble Sinémurien -Lotharingien constitue une deuxième séquence de plateforme interne, essentiellement calcaire. Elle se termine par un grainstone oolithique à rares algues dasycladacees, interrompu par un hard ground de valeur régionale : des faciès infralittoraux à oolithes alternent avec des faciès médiolittoraux à stromatolithes ou « calcaires à microrhythmes » visible le long de la route de Milhars à Rousseyroles.



le hard-ground de valeur régionale.

3 – l’aire d’envol et son panorama.

Elle est située plus haut dans la série, au niveau des dolomies vacuolaires du Sinemurien et domine le golfe de l’albigeois et ces dépôts lacustres du tertiaire.

On peut noter des paléo-reliefs ante Oligocène et apprécier autour du dôme de Marnaves le niveau du lac stampien.

4 – La coupe de Tonnac (Carixien inférieur)

Sur le bord de la route, de Tonnac à Rivet, on trouve des calcaires gréseux et marno-calcaires à brachiopodes et ammonites (zones à Jamesoni et Davoei). Il s’agit de la première manifestation franchement marine dans le Quercy. Son épaisseur est de 40-45 m d’épaisseur et cette formation recouvre les cargneules du lias inférieur. Cette coupe fait référence dans l’étude de la mégaséquence d’ouverture du Lias quercynois (Cubaynes R. et al, 1984).

Cette formation essentiellement carbonatée, formée de bancs compacts, chargée de fins détritiques quartzes, d’épaisseur pluri-décimétrique à sa partie inférieure s’enrichit vers le haut en niveaux marneux alternant avec des bancs de « calcaires en rangs de pavés », à cassure bleutée.

Les ammonites, assez rares, permettent d'y séparer les zones à Jamesoni, à la base, et à Davoei, au sommet.



Surface d'un banc de calcaire



Niveau marneux

La faune y est abondante, et dans les zones marneuses on trouvera des bélemnites, des brachyopodes, des pectens, des bivalves, ...

Les espèces mentionnées sur la notice de la carte géologique sont les suivantes :

- A la base la coupe : *Polymorphites* gr. *bronnii*, *Platyleuroceras rotundum*, *P. oblungum*, *Oxynoticeras* sp., *Metoxynoticeras* sp., *Liparoceras* sp. *Uptonia* gr. *jamesoni*, *Z. (C.) kerastis*, *Chlamys prisca*, *C. textoria*, *Entolium cornelum*, ...
- Vers le haut, les calcaires « en rangs de pavés », (de l'ordre de 10 m) ont livré *Oistoceras figulinum*, *Productylioceras davoei*, *Aegoceras capricornu*, *A. maculatum* en abondance

5 – La molasse bréchiqne de la Grésigne

Ces brèches et conglomérats syntectoniques sont répartis sur le pourtour du dôme de la Grésigne. Ils sont le reflet des différentes phases d'érosion et du successif de couverts paléogéographiques mis à nu par ces différentes phases. Très grossiers sur le glacis directement appuyé sur le pli de la Grésigne, ils se mêlent à des faciès plus fins en s'éloignant de cette zone d'apport. La composition de leurs éléments grossiers varie de fragments de Lias et de Dogger à ciments calcaireux à des détritns permien ou triasiques.

Dans la vallée du Cérou près de Vindrac, les conglomérats passent à une molasse argileuse rougeâtre parfois désignées sous le terme de « formation de Campagnac- Vindrac », englobée

ici dans l'ensemble des « argiles à graviers » (cf supra). Cette formation a livré une faune à *Ichurostama formosum* var. *minutum* d'âge Eocène supérieur.

A l'est de la vallée du Cérou, les conglomérats de la Treyne appartiennent au même ensemble conglomératique. Ces conglomérats à élément de Lias et à matrice faite soit d'argile rouge, soit de calcaire lacustre vers l'est et le Nord, se mélangent aux argiles à graviers (Muratet 1983). Ils se superposent aux calcaires Ludiens de Varen (cf infra) et, à la Treyne, passent sous un niveau de calcaire de Cordes (Muratet 1983).



détail du poudingue



affleurement sur la D600 au dernier contour de la côte de Tonnac

Il s'agit d'une coulée grossière avec ciment calcaire non marin et blocs peu roulés de calcaires jurassiques, et de grès permien.

Il y a 34 Ma, Les molasses et les calcaires lacustre du plateau cordais recouvrent le Quercy et la région de la vallée du Cérou jusqu'au nord du Viaur.

Cet affleurement ci-dessus situé au sud de la faille de Tonnac, a pour origine probable, il y a 20 Ma, la remontée des formations sédimentaires du plateau du Quercy au nord de la faille. L'érosion reprenant, sur les versants, des torrents d'éboulis ont provoqués l'accumulation de dépôts grossiers, mal consolidés composés de galets peu roulés de calcaire jurassique et parfois de grès permien, dans une matrice carbonatée. On peut comparer à un poudingue fluvial de haute énergie. Très vite latéralement vers la vallée du Cérou ces dépôts passent latéralement à des dépôts plus argileux.

6– La vue panoramique du dôme de Marnaves



Prise de vue sur les molasses tertiaires à l'est de la zone d'excursion,

En creux, la vallée du Cérou de gauche à droite,

Les premières hauteurs sont constituées du permien rouge

Dans la partie centrale, une lentille noire représente des dépôts liasiques,

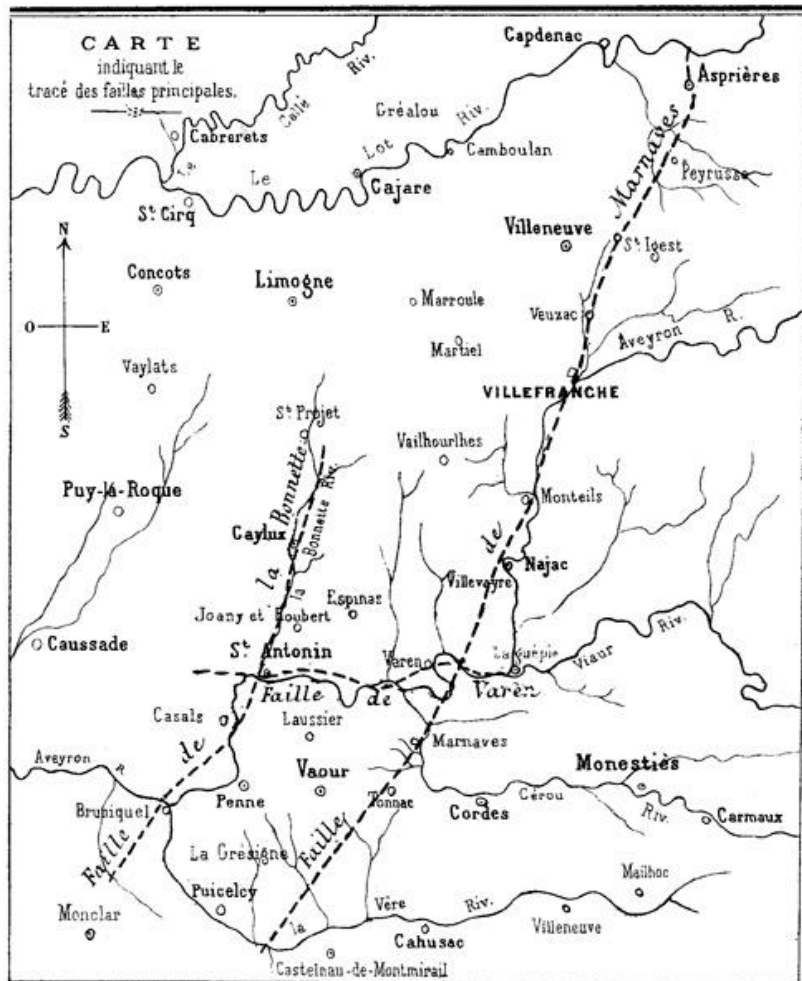
Les hauteurs sont constituées d'une barre de grès du trias ne dépassant pas 50 m d'épaisseur

En partie droite de la photo, on aperçoit la formation calcaire du lias et les débuts du plateau quercynois.

7– La faille de Marnaves

Cette grande fracture de direction N20°, s'étend sur 50 km, entre Asprières et Laguëpie. Elle est particulièrement bien exprimée par la topographie et offre une limite orientale très nette au Bassin d'Aquitaine. Son histoire tertiaire est indissociable de celle du massif de la Grésigne. Ses mouvements sont à l'origine des affleurements des grès rouges dans la région.

Magnan (1869), qui la désignait sous le terme de « faille de Marnaves », avait parfaitement décrit le « contact des roches cristallines des bords du Plateau central, entre Najac et Asprières... avec les terrains secondaires ». Il envisage que « les érosions et les failles ont joué partout un rôle de premier ordre et qu'autrefois les terrains secondaires recouvraient une grande partie de cet immense plateau (central) ».



Tracé de la « faille de Marnave », d'après Magnan (1869)

Bergeron (1889) à qui l'on doit le qualificatif de « Grande faille de Villefranche », réalise l'importance de cet accident qui « est aussi en relation avec les accidents houillers, car, si on la suit jusque dans le Plateau Central, on voit qu'elle a probablement servi de directrice à plusieurs bassins.

Fournier (1898) constate à son tour qu'elle « semble se poursuivre au N.NE et précise un peu plus la notion de sillon houiller.

Thévenin (1903) avait mis en évidence son rejet vertical, qui effondre les terrains sédimentaires du Quercy par rapport au Massif central.

En s'appuyant sur la structure du Dôme de la Grésigne, Ellemberger (1943) montre son caractère décrochant sénestre. Ce qui ne sera jamais remis en question.

Collomb (1970) précisera que le jeu de la faille s'est traduit par un basculement relatif des deux compartiments autour d'un axe passant par Monteils, avec un jeu en faille normale, au Nord de cette localité, en faille inverse, au Sud.

Astre (1959) estime que le jeu décrochant de la faille serait d'âge post-Stampien et anté-Burdigalien.

Gèze (1954) met en évidence les structures en dômes et cuvettes qui longent la faille dans son compartiment ouest et leur remplissage paléogène dont la biostratigraphie sera révisée par Muratet (1983) dans sa thèse de spécialité.

Muratet démontre ainsi l'activité de la faille au cours du Bartonien inférieur, lors de l'orogénèse pyrénéenne (Muratet et al. 1982 ; Muratet et al., 1985). Les calcaires du Ludien supérieur, bien datés dans la cuvette de Varen par des vertébrés, y sont recouverts par le conglomérat syntectonique de la Grésigne (Conglomérat de La Treyne), puis par la molasse stampienne du golfe de Cordes. La déformation ne saurait ainsi dépasser la partie inférieure du Stampien. Les derniers mouvements ayant affecté la Faille de Villefranche et la bordure Est-Aquitaine seraient d'âge paléogène et non néogène.

Depuis, son empreinte dans la paléogéographie du Mésozoïque est-aquitaine a été démontrée au Trias par Grignac (1983) et par Cubaynes (1986) au Jurassique où elle fonctionne chaque fois en faille normale révélant un jeu en extension plus général.



La faille à Marnaves, depuis le village



La faille au tunnel d'Ausevaysse

Les prolongements de la Faille de Villefranche

Il est largement admis que la Faille de Villefranche se prolonge vers le Nord par le grand Sillon houiller défini par Grolier et Letourneur (1960) comme un décrochement sénestre tardi-hercynien d'environ 70 km de rejet horizontal. D'autres ne voient dans la faille qu'une ramification du Sillon houiller, celui-ci trouvant un prolongement plus naturel en direction des Bassins de Carmaux et de Réalmont, par le fossé de la Salvetat-Payralès (Collomb, 1970 ; Muratet 1983 ; Dauch, 1988).

Son prolongement vers le Sud a longtemps été débattu. Ellenberger (1943) la terminait au niveau de la Grésigne où elle s'amortissait au niveau des plis sud-grésignols.

Durand-Delga (1979) et Muratet (1983) la prolongent vers le S-SW sous la molasse de l'Aquitaine dans laquelle « Plusieurs flexures ... pourraient résulter de son passage en profondeur ».

Astre nous en fournit l'inventaire : « Dislocation sous-molassique du Rabastinois » mise en évidence par comparaison altimétrique des gisements à mammifères fossiles du Stampien (Astre, 1957), « Flexure de Bourg-Saint-Bernard » (Astre, 1953, 1959) ; « Cassures de Fiac » (Astre, 1959) ; « Failles de Périole et de Jolimont » (Astre et Cavaillé, 1966) ; « Flexure de Muret » (Astre et Cavaillé, 1966).

Ces observations ont été confirmées par les données issues de l'exploration pétrolière en Aquitaine en faisant apparaître, dans l'Atlas du Bassin d'Aquitaine (1974), son prolongement par l'accident de Toulouse (ou de Muret), jusqu'à la Cluse de la Garonne et aux abords du front nord-pyrénéen où elle se traduit, au niveau de la faille de Boussens, par le décalage de l'axe des Anticlinaux de Plagnes (à l'Est) et de Saint-Martory (à l'Ouest)

Annexes au livret guide

Terminologie

Le terme « [pélite](#) » (du grec *pelos*, boue) désigne traditionnellement une grande variété de roches sédimentaires formées d'éléments fins. Certains auteurs, cependant, le réservent aux sédiments meubles (poudres ou [argiles](#), limons ou silts) constitués par ces éléments ; d'autres appellent au contraire [pélites](#) les seules roches issues de la consolidation de ces sédiments, comme on le fera dans cet article, et préfèrent désigner l'ensemble des roches à grains fins (diamètre inférieur à 50 µm), consolidées ou non, du nom de « lutites » (*lutum*, boue). il existe des nuances concernant la limite granulométrique supérieure à leur attribuer (50 ou 64 µm).

On appelle « [microgrès](#) » les roches intermédiaires entre les [pélites](#) et les [grès](#). Les auteurs anglo-saxons introduisent une distinction en appelant « [silt-stones](#) » les [pélites](#) à grains de la classe des silts (diamètre compris entre 50 et 2 µm) et « [claystones](#) » ou « [mudstones](#) » celles à grains de la classe des poudres (< 2 µm), pour lesquelles les auteurs français emploient aussi le mot « [argilite](#) » (qu'il ne faut pas confondre avec le terme anglais « [argillite](#) », [pélite](#) non seulement durcie mais déjà schisteuse).

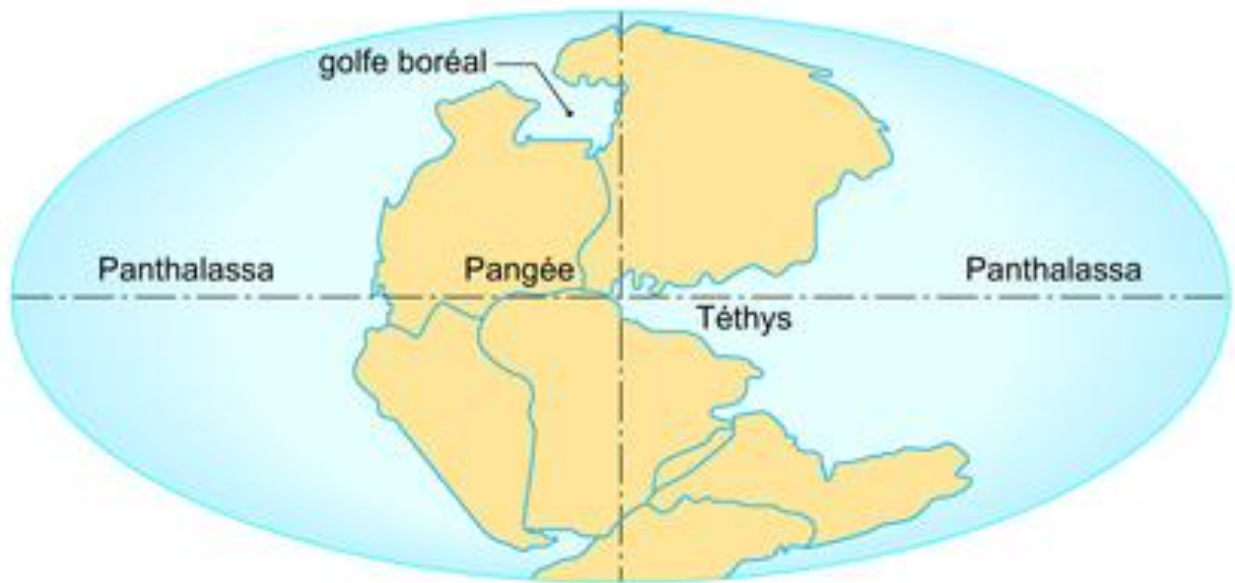
Lorsque [les pélites](#) présentent un litage dû à la sédimentation, on utilise parfois le terme anglais « [shale](#) », recommandé par G. Millot. Lorsque le feuilletage est très net et que la roche est fissile, il est préférable de parler de schiste ou d'ardoise.

L'[argilite](#) est une forme de roche sédimentaire argileuse à grain fin et très peu perméable

[Bad lands](#) : mot anglais signifiant mauvaises terres. Terrain où la faible végétation et le ruissellement important ont contribué à la formation de profondes ravines.

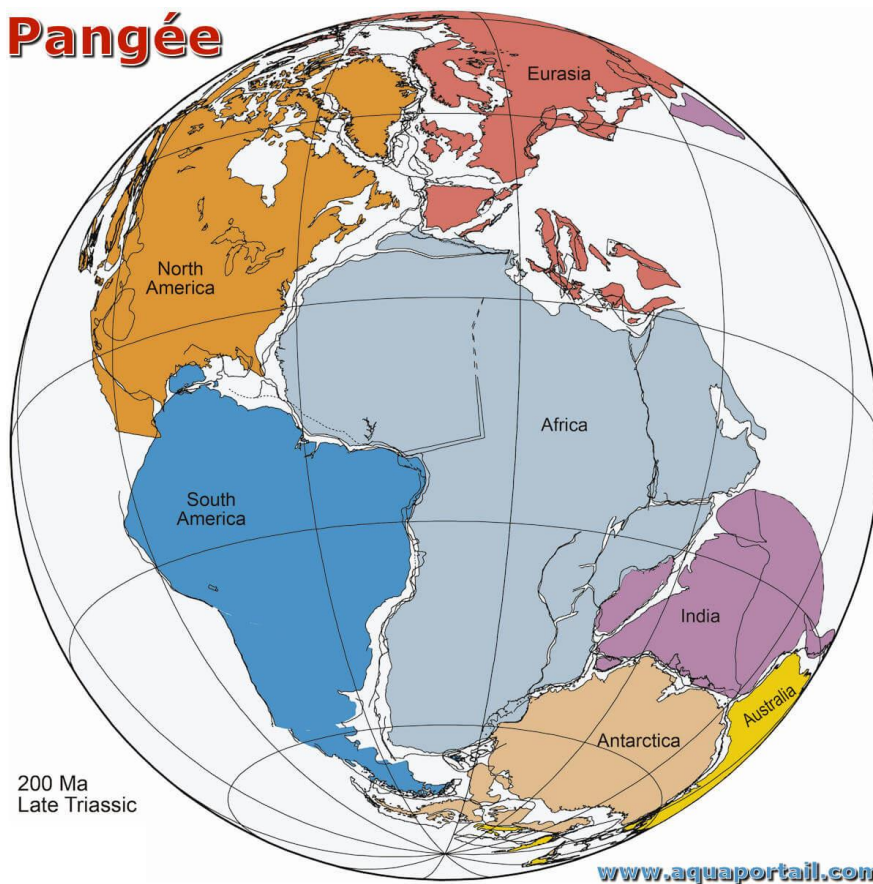
[La latérite](#) (du latin later, brique) est une roche rouge ou brune, qui se forme par altération des roches sous les climats tropicaux

La Pangée à la fin du Permien et à la fin du Trias



La Terre, il y a 250 millions d'années.

Pangée



L'histoire du château de la Prune

Le château de Roquereine, dit de la Prune



Le château domine la vallée du Cérou depuis une colline, avec des restes de bâtiments fortifiés, des remparts crénelés et un donjon abaissé au niveau des courtines. Il est construit sur les calcaires du Lias inférieur.

Il s'agit d'une propriété privée qui ne se visite pas, mais le lieu est resté suffisamment conservé pour en imposer dans le paysage de Marnaves.

Le château de Roquereine est mentionné dès le XIIIe siècle.

Repères historiques :

Le fief aurait été donné par le comte de Toulouse, puis il est attesté en 1281 avec Raymond de Vindrac comme propriétaire, tout comme le château de la Barthe.

Une maison forte est mentionnée vers 1345, ce qui confirme le rôle défensif du site.

Pendant les guerres de Religion, Roquereine a changé de mains entre camps catholique et protestant, a été pillé en 1588, puis a pris le nom de « La Prune » en lien avec le capitaine Louis de La Prune,

En 1620, Louis de La Prune achète Roquereine pour 9 000 livres.

La famille de La Prune conserve le château jusqu'au milieu du XIXe siècle, avant qu'il ne passe ensuite entre plusieurs familles.

En 1958, le peintre russe André Lanskoï l'achète et contribue à le sauver de la ruine ; il le possède jusqu'à sa mort en 1976.

Aujourd'hui, sa petite fille, Anastasia vit, tout près du château, dans une dépendance.

Remerciements :

M Péliou pour m'avoir incité à montrer les affleurements du pourtour du dôme, R Cubaynes pour m'avoir fait découvrir les affleurements jurassiques dans le secteur, D Gourdin pour la relecture et enfin J Magontier pour la relecture, la réalisation des planches A3 de la coupe stratigraphique et de la carte géologique du secteur, Ph Fauré pour l'annexion du livret guide à la publication du livret dans l'annonce de l'excursion.

Bibliographie :

Aretz M., Nardin E., Christophoul F., et Denayer, 2023, Sedimentary Basins and Evolution of Reliefs Associated with the Variscan Cycle in France and Adjacent Countries. The Variscan Belt of Western Europe, coordinated by Yoann DENÈLE and Julien BERGER. © ISTE Ltd

Bourges Ph. 1987, Sédimentation alluviale et tectonique extensive dans le Permien du Déroit de Rodez (Aveyron- France). Thèse de 3eme cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 1987

Burg J-P, Guillaume M. Alabouvette B. Astruc G. : 1989, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Najac

Collomb P., Gras H., Durand- Delga M., Delsahut B, Cubaynes R., Mouline P., Paris P., : 1989, Carte géologique au 1/50000- feuille Albi

Cubaynes R., Boutet C., Delfaud J. et Fauré ph, 1984, La mégaséquence d'ouverture du Lias Quercynois (bordure sud-ouest du massif central français). Bull Centres Rech Explor- Prod Elf-Aquitaine 8.2 333-370. 18 fig. 5 pl : Pau. ISSN 0396-2687CODEN BCREDP

Delsahut B., 1989– Le Permien de la Grésigne et des environs (Quercy – Albigeois) B9, in Synthèse géologique des bassins permien français. Éditions du B.R.G.M., 128 : 85-89.

Extrait de Châteaux, Manoirs et Logis : le Tarn pour le château de la Prune

Fauré Ph. 9 juin 2012, Le Permo-Trias des dômes de la Grésigne. -Stratigraphie, Structure - ASNAT

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

Magnan H 1869 Etude sur les formations secondaires des bords du S. -O du plateau central de la France entre les vallées de la Vère et du Lot. Bull. Soc.hist. Nat. Toulouse, 3, 5-83.

Thevenin A, 1903 Etudes géologiques de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. Bull.Serv.Carte. géol. France, 14, n)95, 353-535.