

# ASSOCIATION GÉOLOGIQUE D'ALÈS ET DE SA RÉGION

## BULLETIN N°110

### Novembre 2025



Marnes colorées du Keuper, décalées par une faille, col des Brousses (photo MdG)

Association Géologique d'Alès et de sa Région  
6, avenue de Clavières  
30319 Alès cedex

<http://www.geolales.net>  
[contact@geolales.net](mailto:contact@geolales.net)



## Éditorial

Bonjour à toutes, bonjour à tous,

Voici le numéro 110 de notre bulletin,  
Vous y trouverez bien sûr, comme d'habitude les comptes rendus de nos activités de février à juillet 2025.

Cette période nous a promené, des temps lointains des origines de l'univers, avec la conférence de Violaine Sautter sur les météorites, aux temps actuels avec la formation et l'érosion des Alpes lors de notre voyage à Digne dans la Réserve naturelle nationale géologique de Haute-Provence

Nous avons, par ailleurs, poursuivi notre découverte du Trias régional ou de la faille d'Alès pour terminer par une incursion dans la terminaison orientale de la Montagne Noire.

Bref un parcours varié et instructif qui confirme la vitalité de notre association.

Bonne lecture

Jean-Pierre Rolley.

# COMPTES RENDUS DE NOS ACTIVITÉS

Samedi 6 février

## Conférence de Violaine Sautter sur les météorites

Dans le cadre de l'opération « Amène ton caillou » sous la houlette de la section Géologie de la Société Géologique de France. – Espace André Chamson à Alès.

*Directrice de recherche au CNRS et au Muséum national d'Histoire naturelle, chercheuse en pétrologie terrestre et extraterrestre, Violaine Sautter nous a fait l'honneur, sur l'invitation de Geoffroy Musial, de nous offrir de son temps ce samedi 8 février pour nous expliquer ce que sont les météorites et diriger un atelier pratique de reconnaissance de ces cailloux pas comme les autres.*

*Le texte qui suit tente de retracer les contours de cet échange instructif sur ces pierres tombées du ciel, des cailloux extrêmement rares dont notre principale expérience réside dans l'observation des ciels des nuits d'été, tout particulièrement au mois d'août. Ce que l'on appelle alors communément les étoiles filantes sont en réalité, pour la plupart, de toutes petites météorites qui pénètrent dans la haute atmosphère terrestre, des poussières tellement fines qu'elles ne parviennent pas jusqu'au sol et qu'on n'en voit que le phénomène lumineux appelé « météore ».*

### La météorite d'Alais

Parfois, des pierres un peu plus grosses parviennent jusqu'à nous. Dans le Gard, un de ces gros cailloux est tombé, le 15 mars 1806, entre Castelnau-Valence et Saint-Etienne-de-l'Olm, tout près du village de Vézénobres. La chute a été observée par des agriculteurs locaux et deux pierres ont été retrouvées : la plus petite de 2 kg à Castelnau-Valence et une plus grosse d'environ 4 kg à Saint-Etienne-de-l'Olm. Deux savants alésiens, le médecin Pagès et le baron d'Hombres-Firmas, tous deux membres de l'Académie du Gard, sont venus sur les lieux les jours suivants. Ils collecteront témoignages et échantillons et dresseront les premiers rapports scientifiques. Quelques années plus tard, en 1833, le savant suédois Berzelius analysera la composition chimique des fragments.



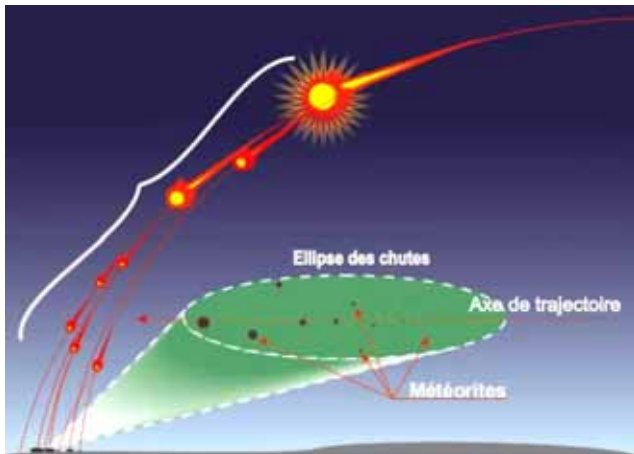
*Fragment de la météorite d'Alais au Muséum National d'Histoire Naturelle (39,3 g).*

La météorite d'Alais est la première météorite de type chondrite carbonée identifiée. Seulement quatre météorites du même type ont été recensées à travers le monde. La météorite contient un certain nombre d'éléments chimiques dans des proportions similaires au système solaire dans son état primordial. Elle contient également des composés organiques et de l'eau. Pour cette raison, elle s'est avérée être l'une des météorites les plus importantes découvertes en France car elle fait partie des très rares météorites qui contiennent les briques de base du vivant. Seuls 260g ont été conservés jusqu'à aujourd'hui.

Nul n'ignore que l'extinction de la fin du Crétacé, il y a 65 millions d'années, a été en partie causée par un impact avec un astéroïde géant, un bolide de plus de 10 km de large.

L'impact avec cet astéroïde a engendré un cratère d'environ 160 km de diamètre – le cratère du Chicxulub au Yucatan – et généré autant d'énergie qu'un million de bombes atomiques. S'en est suivi une sorte d'hiver nucléaire avec un ciel assombri en permanence, anéantissant une bonne partie de la végétation et de l'ensemble de la chaîne alimentaire.

Le météoroïde qui s'est écrasé dans la région d'Alès n'a pas créé de cratère, il n'était pas assez gros. Mais sa chute reste néanmoins intéressante à analyser. Castelnau-Valence et Saint-Etienne-de-l'Olm sont séparés d'environ une dizaine de kilomètres. Les météorites sont tombées « en pluie » entre les deux villages, suivant une trajectoire particulière et à l'intérieur d'une sorte d'ellipse. Pour quelle raison ?



Le champ de dispersion traduit la réaction du météoroïde lors de son entrée dans l'atmosphère. Lorsque le météoroïde pénètre dans la haute atmosphère à la vitesse vertigineuse de plusieurs dizaines de km par seconde, le choc thermique provoque généralement sa fragmentation en plusieurs morceaux avant de toucher le sol. Cette explosion en plein air provoque la dispersion des fragments (météorites) sur une vaste zone de forme elliptique, dont le grand axe est aligné selon la trajectoire.

Dans le cas d'une fragmentation en plein ciel, les fragments les plus petits se déposent dans l'une des têtes de l'ellipse (la résistance de l'air diminuant leur vitesse horizontale plus rapidement), les fragments les plus volumineux, beaucoup moins freinés par la résistance de l'air, continuent leur route et se retrouvent sur l'autre tête de l'ellipse. L'observation du champ de dispersion des fragments et leur distribution en taille permettent d'estimer la direction et l'angle d'entrée dans l'atmosphère du météoroïde. En l'occurrence, dans notre cas, les plus petits morceaux sont tombés à Castelnau-Valence, le morceau le plus gros à Saint-Etienne-de-l'Olm.

La chute filmée d'une météorite au cours d'un match de baseball à Peekskill aux Etats-Unis en 1992 illustre bien le phénomène : <https://youtu.be/R7f6UvqjIAQ?t=24>

### **Mais observer la chute d'une météorite reste un événement rarissime.**

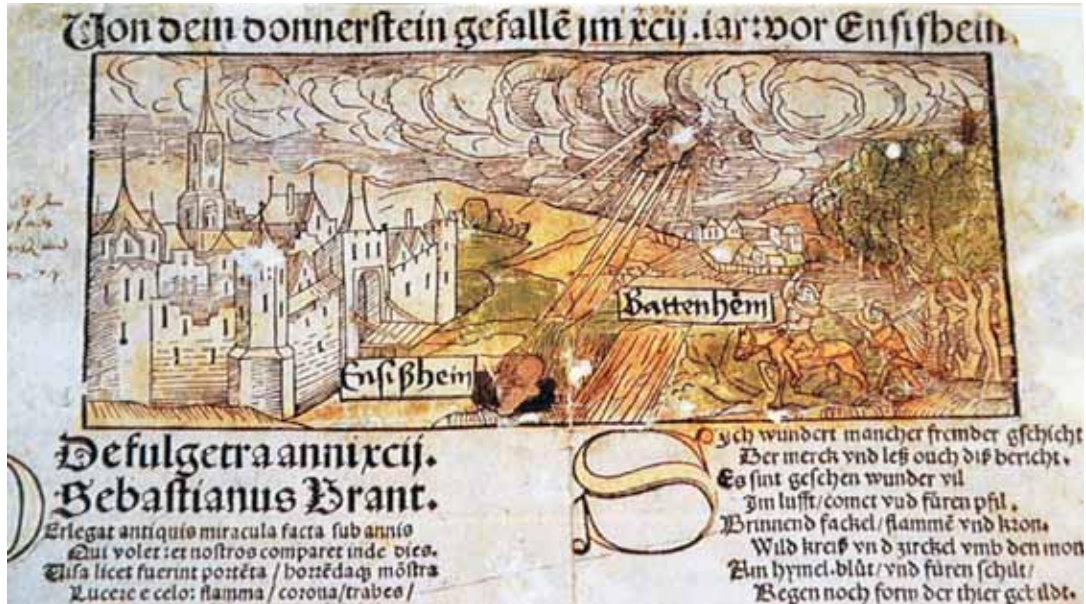
Historiquement, peut-être l'une des premières qui ait été trouvée et dont la chute a sans doute été observée, est la météorite de fer qui a servi à fabriquer le poignard de Toutankhamon. Les Egyptiens de l'époque ont probablement utilisé cette pierre comme un objet venu du ciel.



*Dague en fer météoritique de Toutankhamon vers 1323 av. J.-C.*

En France, la première météorite répertoriée dont la chute a été observée est la météorite d'Ensisheim (Haut-Rhin), tombée le 7 novembre 1492. Estimée à l'époque à 135 kg, cette chondrite qui s'est écrasée dans un champ de blé a été observée par un petit garçon qui a alors alerté la population. Elle a produit un cratère de 2 m de diamètre. Un peintre très célèbre de l'époque, Albrecht Dürer, a réalisé, quelques années plus tard, derrière son célèbre retable

du *Saint-Jérôme pénitent*, une représentation de cet objet dont un morceau est exposé depuis 1992 au musée de la Régence, musée municipal d'Ensisheim.



Extrait d'un tract de Sébastien Brant (1458-1521) représentant la chute de la météorite d'Ensisheim (Haut-Rhin) le 7 novembre 1492 en fin de matinée.

Une deuxième météorite très connue – également une chondrite – est la météorite de l'Aigle tombée dans l'Orne le 26 avril 1803. Elle a été analysée par le jeune astronome Jean-Baptiste Biot, qui fut ainsi le premier à comprendre et à rendre compte du principe de l'ellipse de chute.



Météorite L'Aigle, tombée en 1803 en France. Exposée à Paris à l'occasion de l'exposition « Météorites », dans le bâtiment de la grande galerie de l'Evolution, au Muséum national d'Histoire naturelle de Paris (18 octobre 2017 – 10 juin 2018).



Carte indiquant, par une ellipse, la zone où des débris de la météorite de L'Aigle sont tombés, le 7 messidor an XI, soit le 26 avril 1803.

Si une cinquantaine de chutes a pu être observée en France au XIXe siècle, seule une dizaine a été enregistrée durant le XXe siècle. Cela ne signifie pas pour autant qu'il en est

tombé moins, seulement qu'entretemps, la télévision a fait son apparition, que les gens se sont enfermés chez eux et ont perdu l'habitude de regarder le ciel. Mais les scientifiques possèdent des ressources pour pallier le manque d'observation : le Muséum national d'Histoire naturelle a créé le réseau FRIPON et a équipé la toiture de certains observatoires de caméras extrêmement simples qui observent le ciel toute la nuit. L'observatoire des Angles dans le Gard est déjà relié au réseau d'observation FRIPON et le futur observatoire de l'Étoile Cévenole à Rochebelle devrait l'être aussi très prochainement.

<p><b>FRIPON</b> (Fireball Recovery and InterPlanetary Observation Network), financé par l'Agence nationale de recherche (ANR) est un réseau visant à retracer l'origine des flux de matières extraterrestres tombant sur Terre. Composé de caméras et de récepteurs radios, il surveille le ciel 24h/24h et détecte les chutes de météorites en France. Les scientifiques ont installé une centaine de caméras aux quatre coins de du pays. Situées sur les toits d'observatoires professionnels ou amateur, d'universités ou encore de musées, elles filment la voûte céleste à 360° de jour comme de nuit ! Chacune des caméras est raccordée à un ordinateur muni d'un logiciel appelé <i>FreeTure</i>. En analysant les images, il détecte les événements lumineux provoqué par l'entrée dans l'atmosphère d'un météore.</p>	<p><b>De Fripon à Vigie-Ciel</b> FRIPON et Vigie-Ciel sont deux programmes étroitement liés et animés par une volonté d'ouverture au grand public. Lorsque FRIPON localise la zone de chute d'une météorite, Vigie-Ciel prend le relais pour organiser les campagnes de recherches. Les participants de Vigie Ciel peuvent quant à eux témoigner de l'observation d'un bolide afin d'améliorer la précision des calculs de FRIPON.</p>
---	--

En outre, si les chutes sont rarement observées, c'est aussi parce que la Terre est recouverte aux deux tiers d'océans et qu'ainsi, la plupart des météorites sont perdues. Il y en a également beaucoup qui sont si petites qu'elles ne touchent jamais le sol. Néanmoins, il tombe plus de 15 000 météorites de plus de 20 grammes par an et si on les trouve souvent bien longtemps après qu'elles soient tombées, il faut quand même savoir les reconnaître.

**Alors où trouve-t-on les météorites que l'on n'a pas vues tomber et comment les reconnaît-on ?**

Il est évidemment plus facile de les trouver dans les déserts - froids ou chauds - qu'à Alès dans le Gard ou ailleurs. Pourquoi ? D'abord parce qu'il est plus facile de distinguer un objet noir sur de la glace blanche ou dans le désert d'Atakama que dans la garrigue. Par contraste, on voit bien que c'est une pierre qui ne ressemble pas aux autres. Surtout, la météorite va se distinguer par une mince pellicule de verre noir. Ce verre est dû aux frottements qui se produisent lors de l'entrée du caillou dans la haute atmosphère et qui font fondre la météorite sur un dixième de millimètre. Ainsi, cette petite pellicule est le premier élément qui nous permet de reconnaître une météorite, mais elle est fragile et très sensible à l'humidité. C'est pourquoi les météorites se conservent mieux dans des endroits très secs, qu'ils soient froids comme les déserts glacés ou chauds comme dans le Sahara. Les chasseurs de météorites opèrent donc préférentiellement en Antarctique ou dans le désert.

**Comment reconnaître une météorite ?**

Et bien d'une part, par son aspect extérieur. Généralement les météorites présentent une croûte de fusion, une croûte noire toute fine et vernissée. En outre, les angles de l'objet sont généralement émoussés. En effet, les météorites peuvent présenter des faces et des angles

mais ils sont arrondis et gommés par les frottements auxquels l'objet a été soumis lors de son entrée dans la haute atmosphère. Parfois, l'objet présente sur ses faces des motifs faisant penser à des empreintes de doigts dans de la pâte à modeler. Ces motifs, assez fréquents, sont également générés par l'aérodynamisme de la trajectoire quand la pierre pénètre dans l'atmosphère terrestre. En outre, certaines météorites contiennent du fer métallique, matériau particulièrement dense. Donc si une pierre qui répond à la description que nous venons de faire est également lourde pour sa taille, il s'agit peut-être d'une météorite.

L'aspect intérieur d'une météorite est très souvent différent de son aspect extérieur. Ainsi, chez les météorites les plus courantes, l'intérieur est très différent de n'importe quelle pierre terrestre, et constitué de tout un tas de petites billes qu'on appelle des chondres. Ce sont souvent des minéraux verts silicatés - des olivines - ou des petites billes de basalte fondu ou de métal. Ces météorites classiques sont des chondrites. Il n'y a pas d'équivalent terrestre.



Un grand nombre de météorites sont riches en fer métallique et attirent l'aimant, même si ce dernier est plutôt à proscrire dans la mesure où l'aimant altère un certain nombre de propriétés qui peuvent intéresser les scientifiques. Certes, toutes les pierres magnétiques ne sont pas des météorites mais la réaction à l'aimant reste un critère qui, ajouté aux autres critères (intérieurs et extérieurs), permettent de déterminer une météorite.

### Les différentes sortes de météorites

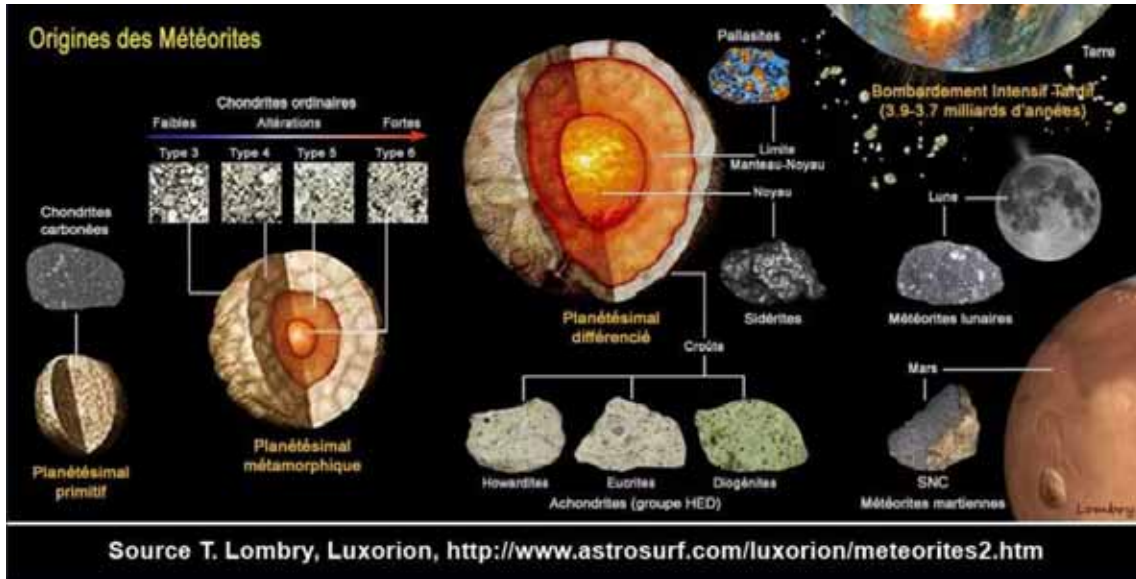
Pour comprendre d'où viennent ces cailloux et comment il se sont formés, il faut revenir au début du système solaire, il y a 4,55 à 4,56 milliards d'années, lorsqu'un nuage de gaz et de poussière s'est effondré pour donner naissance à notre étoile : le Soleil.

Le système solaire se serait formé assez rapidement à partir des poussières et des gaz présents autour de la proto-étoile centrale dans ce que l'on appelle le disque d'accrétion « proto-planétaire ». Selon ce procédé, à la suite de contacts directs et de chocs, les particules se seraient progressivement agrégées en corps de plus en plus massifs, de façon à former des planétésimaux de plus en plus imposants au fur et à mesure des nouvelles collisions. Le processus se serait soldé par la formation de planètes une fois les orbites complètement nettoyées.

Mais il est un endroit du système solaire dans lequel le processus n'a pas pu aboutir : il s'agit de la ceinture d'astéroïdes, située entre Mars et Jupiter. Pour des raisons complexes liées notamment aux températures, la force d'attraction de la géante Jupiter toute proche a inhibé le processus d'accrétion des particules, roches et autres amas, condamnant la ceinture d'astéroïdes à demeurer un espace relativement vide dans lequel des objets de toutes tailles s'entrechoquent et sont parfois éjectés de leur orbite. C'est de cette ceinture d'astéroïdes que proviennent la plupart des cailloux qui tombent sur Terre.


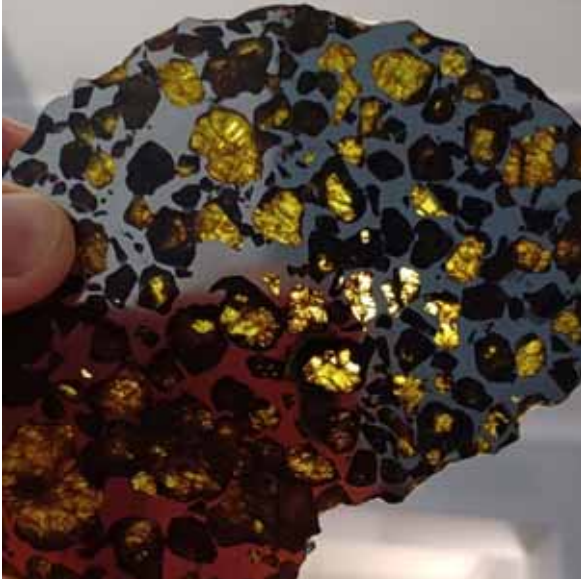
Tout comme les planètes, les astéroïdes ont subi, au début du système solaire, un certain degré de fusion, permettant à leurs éléments d'être partiellement ou complètement différenciés par masse. Cependant, du fait de leur petite taille, cette période de fusion fut brève (par rapport

aux planètes) et s'est généralement terminée il y a 4,5 milliards d'années après avoir duré entre quelques dizaines et une centaine de millions d'années.



**Les chondrites** sont les météorites les plus fréquentes. Elles correspondent à 86% des chutes. Ce sont de tout petits cailloux issus de la ceinture d'astéroïde qui n'ont pas pu se différencier. Elles contiennent des chondres – sphères de silicates – formées en état d'apesanteur relative. Les chondrites datent de la condensation du nuage proto-solaire où elles se sont formées sous l'action de décharges électriques à haute température frappant les poussières cosmiques. Les chondrites sont les roches les plus anciennes du système solaire, elles sont les tout premiers éléments de la formation des planètes. Les chondrites qui tombent sur Terre n'ont pratiquement pas subi de transformations depuis 4,56 milliards d'années, elles sont donc une excellente source de données sur la formation du système solaire.

En s'agglomérant et en formant des corps de plus grande taille, la chaleur a fait fondre les petites billes de métal et de silicate. Le métal qui est beaucoup plus dense a coulé à l'intérieur des objets, les éléments plus légers restant en surface, exactement sur le modèle de la structure des planètes telluriques. Si l'on devait comparer cette structure à un œuf, nous pourrions dire que le jaune de l'œuf est constitué de fer, le blanc d'œuf - ou manteau planétaire - de silicates (olivines), et la coquille de basaltes.

	<p><b>Les sidérites</b> sont des météorites métalliques composées principalement de fer et de nickel. La coupe d'une sidérite présente une structure caractéristique qui en fait tout l'intérêt : le motif de Widmanstätten.</p>
	<p><b>Les pallasites</b> sont constituées de cristaux d'olivines sertis de fer métallique.</p> <p><i>Ci-contre, une tranche de pallasite (apportée par Violaine Sautter).</i></p>
	<p><b>Les achondrites</b> sont des météorites pierreuses, basaltiques, provenant de la croûte de planètes (Mars, la Lune) ou de gros astéroïdes.</p>

A noter que les météorites martiennes ou lunaires sont extrêmement rares bien que leurs lieux d'origine soient relativement plus proches. En effet, Mars comme la Lune sont de gros objets. Or, pour arracher un caillou de la surface de Mars et l'éjecter au-delà de la force de gravité de la planète, soit à une vitesse de plus de 5km/seconde, il faut un projectile énorme et un concours de circonstances encore plus improbable.

Après une petite séance de questions/réponses, l'après-midi s'est clôturé par un atelier de reconnaissance de roches, où nous avons pu mettre en œuvre les critères de détermination développés par Violaine Sautter pour différencier les vraies météorites de leurs faux amis et distinguer les quatre espèces différentes de météorites décrites.

Compte-rendu de Nathalie Crivellaro

## La faille d'Alès ?

Compte-rendu par Geoffray Musial et J.P Rolley

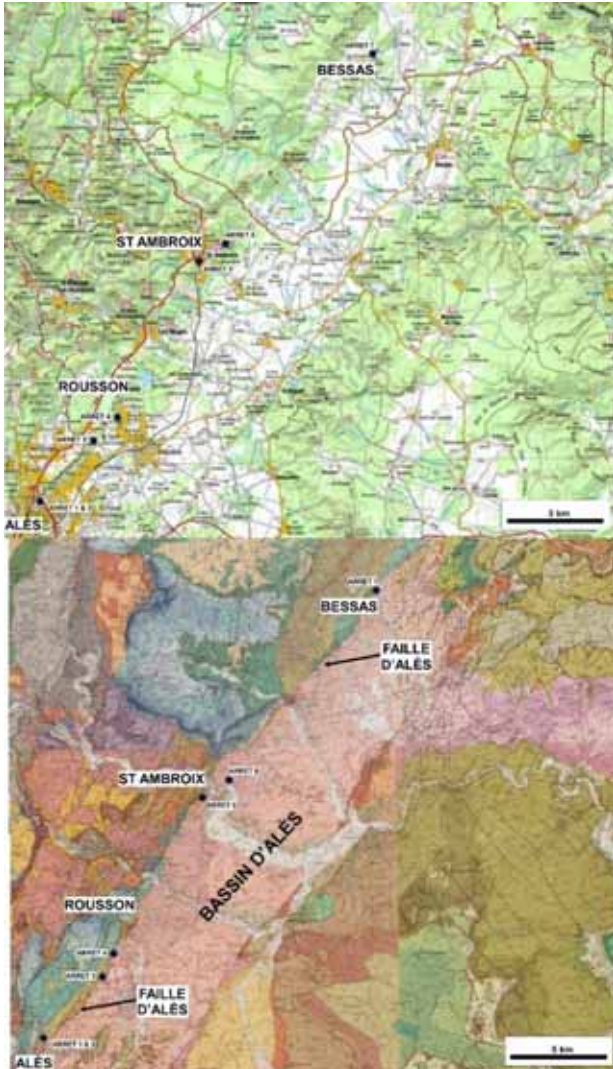


Fig. 1 : Plan des arrêts de la journée.

L'objectif de cette sortie géologique est d'observer la bordure Ouest du Bassin tertiaire d'Alès, appelé également fossé d'Alès, afin de caractériser l'expression de la faille d'Alès en surface sur les affleurements.

Ce fossé est un fossé d'effondrement asymétrique NE-SW limité à l'Est par la faille de Barjac et à l'Ouest par la faille d'Alès. L'épaisseur des séries *synrift* (séquence de dépôts sédimentaires qui se forme simultanément à un événement de subsidence tectonique, connu sous le nom de rifting) est de plus de 1000 mètres dans le fossé.

### ARRET 1 et 2 : La rocade Nord d'Alès – Hôpital :

La première partie de l'observation de cette coupe géologique fondamentale du bassin d'Alès se fait du bord sud de la tranchée de la rocade, du côté de l'hôpital d'Alès, avec une vue Nord de la coupe.

On observe à l'Est, sur la partie gauche de l'affleurement, des couches plissées et fracturées datées de l'Hauterivien (Crétacé Inférieur, environ -132 à -127 Ma) passant brutalement à une masse bréchique et conglomératique puis à une série conglomératique plus litée et discordante.

La suite des observations se fera de l'autre côté de la route, sur l'impasse des Potences, où nous pouvons faire des observations détaillées des contacts et du contenu des conglomérats oligocènes.



Fig. 2A : Description de la partie Nord de l'affleurement. 2B : Observation des éléments conglomératiques.

L'analyse des affleurements montre une série de conglomérats composée exclusivement de galets crétacés, dérivant principalement de la série hauterivienne, mais aussi de la série urgonienne. Des oursins fossiles (*Toxaster*) de la série marneuse hauterivienne sont également fréquents dans ces dépôts.



Fig. 3 : *Toxaster hauterivien* présent dans les conglomérats oligocènes.

Près du contact avec le Crétacé, les dépôts consistent en des brèches dominées par des blocs de calcaire blanc provenant de la série barrémienne (*faciès urgonien*). Le contact n'est pas caractérisé par une faille ou un système de failles, mais plutôt par un contact sédimentaire mettant en évidence une discordance significative. Certains y voient une brèche de faille, d'autre une brèche de pente.

Les couches sous-jacentes de l'Hauterivien sont sévèrement déformées et fracturées en raison de l'activité tectonique liée à la faille d'Alès et des contraintes structurales précédentes, en particulier le mouvement de décrochement senestre de la faille des Cévennes durant l'orogénèse pyrénéenne.

La particularité de cet affleurement et de ses conglomérats de galets calcaires est qu'ils ne contiennent pas d'éléments provenant du socle cévenol très voisin. Cela soutient le modèle d'extension par rampe plate avec une source très proche et une érosion significative (modèle présenté par *Sanchis et Séranne en 2000*).

Les dépôts de conglomérats oligocènes sont interprétés comme des cônes alluviaux empilés et progradants dans une plaine alluviale principalement composée d'argile, où des canaux sableux isolés sont également présents.



Fig. 4 : Observation de la partie Sud de l'affleurement, coté hôpital d'Alès.

### ARRET 3 : Les Aubessas

Sur cet affleurement situé en bord de route, chemin des Euzières, nous faisons la même constatation que sur l'affleurement de la rocade Nord d'Alès avec la présence d'une brèche contenant des blocs détritiques d'Urgonien et coincée entre les marno-calcaires hauteriviens et les conglomérats oligocènes du bassin. Une fois de plus il n'y a pas de trace de faille aux contacts, les passages sont francs mais nous évoquons préférentiellement des contacts sédimentaires.

L'intervalle bréchique fait une quinzaine de mètres d'épaisseur et se termine par un banc encore fortement redressé (pendage N020E, 75°E).



Fig. 5 : Agariens devant l'affleurement des Aubessas illustrant la brèche au contact de l'Hauterivien.

#### ARRET 4 : Les carrières de Rousson – Motocross

Nous terminons la matinée par la visite de deux carrières à Rousson, accessibles par le chemin des Vignasses. Ces carrières ont été exploitées par Péchiney entre 1870 et 1930 pour l'extraction de calcaire.

Le site se distingue par un calcaire urgonien particulièrement développé, visible dans la carrière Nord, où il est recouvert par des conglomérats oligocènes.

Dans la carrière du Sud, nous pouvons observer également que les conglomérats sont en discordance progressive sur les calcaires et que ces calcaires à faciès urgonien, datant du Barrémien, sont en contact avec des marnes valanginiennes via une faille sub-v verticale. Cette faille faisant partie du faisceau cévenol bordant le bassin d'Alès, il s'agit probablement de la faille d'Alès ayant été réactivée en faille normale.

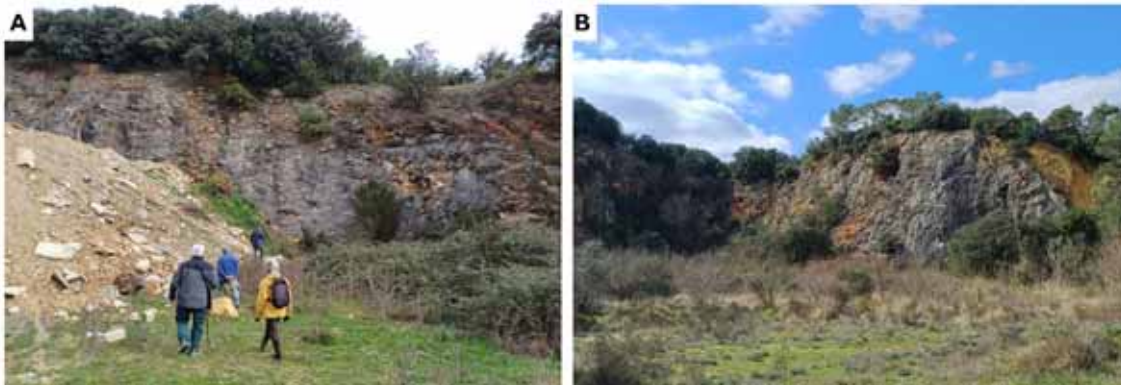


Fig. 6. A : Carrière côté Nord avec un remplissage de gravats. B : Carrière côté Sud.



Fig. 7 : Interprétation de la discordance progressive visible dans la carrière du Sud.

## ARRET 5 : Saint-Ambroix – Piscine

Cet affleurement se situe le long de la voie ferrée, aux abords de la piscine de Saint-Ambroix, où nous accédons par le chemin de la piscine.

En direction du Nord-Ouest, la tour Guisquet que nous observons d'en bas est bâtie sur le calcaire barrémien à faciès urgonien, de même que la chapelle du Dugas. Le gymnase et les terrains de tennis derrière nous en direction du Sud-Est reposent sur le conglomérat oligocène.

Le contact entre les conglomérats oligocènes et les calcaires crétacés à faciès urgonien est observable au-dessus de la voie ferrée, où les affleurements de calcaire urgonien conservent des restes de placages jaunâtres de conglomérat.

Ce conglomérat est composé de blocs de tailles irrégulières, principalement en calcaire urgonien, avec un ciment calcaréo-argileux. Les fragments, habituellement arrondis, tendent à devenir plus bréchiques à proximité du contact avec l'urgonien, comme mentionné précédemment. L'inclinaison est généralement faible, s'orientant vers l'ouest ou le nord-ouest, mais peut devenir localement sub-verticale. Comme observé dans d'autres sections de cette



Fig. 8 : Tranchée de la voie ferrée de Saint-Ambroix

formation, aucune composante du socle n'a été identifiée jusqu'à présent.

Le conglomérat affleure très bien au sud du gymnase et des terrains de tennis, où il présente des zones alternantes entre des matériaux grossiers et fins, bien classés granulométriquement, ainsi que des traces de chenalisation. Celles-ci témoignent d'un transport souvent tumultueux, en alternance avec des périodes plus calmes.

## ARRET 6 : Saint-Ambroix – La Roque

Nous nous arrêtons après le repas sur la D171 à la sortie de Saint-Ambroix, au-dessus de la Roque. De ce col nous dominons la ville ainsi que la vallée de la Cèze.

Le conglomérat est omniprésent, au-dessus comme en-dessous. Les informations topographiques issues de la carte géologique nous montrent que les conglomérats sont présents de la cote 328 mètres (La Rochette) à environ 120 mètres (lit de la Cèze).

Par ailleurs, le puits Lussan-2 situé à 2 kilomètres à l'est de Saint-Ambroix, situé à la cote 164 mètres d'une profondeur de 1993 mètres, signale la présence de dépôts oligocènes jusqu'à une profondeur de 615 mètres (- 451 mètres sous le niveau de la mer). Nous avons donc une épaisseur totale avoisinant les 780 mètres !



Figure 9 A : Vue vers le Sud-Est et le Mont Bouquet. B : Vue vers le Nord-Est et le village de Saint-Ambroix



Fig. 10 : Traces de chenalissations dans les conglomérats.

En ce qui concerne les affleurements situés en bordure de route, on y observe des marques de chenaux orientés approximativement du Nord au Sud. Cela suggère l'existence d'un système de cônes alluviaux provenant de l'ouest, suivi par un système de chenaux plus régulier, s'étendant dans l'axe du fossé, avec une orientation générale Nord-Sud.

## ARRET 8 : Bessas

Situé à l'extrémité nord du bassin d'Alès, cet affleurement est important puisqu'il met en contact les conglomérats oligocènes avec des marnes valanginiennes et qu'il nous permet de discuter de la terminaison nord du bassin.

Nous nous arrêtons donc sur la D255 au niveau du pont sur le ruisseau de Fontinelle à quelques centaines de mètres au nord de Bessas.

Le contact entre le Crétacé et le Tertiaire est difficile à identifier à cause de la végétation.



Fig. 11 : Marno-calcaires valanginiens à pendage de 15° vers le Nord-Ouest.

Par ailleurs la zone semble géologiquement très perturbée puisque la carte géologique mentionne la présence d'une écaille de calcaire à *Hippurites* daté du Coniacien (Crétacé Supérieur). Nos investigations à ce sujet n'ont rien donné de probant mais le bulletin N°67 de l'AGAR (2006) mentionnait : « un petit banc, subhorizontal, de calcaire rosé, à nombreux débris d'organismes (foraminifères, bryozoaires, lamel-libranches, ...) (biosparite) et grains de quartz, le plus souvent hyalin, peu roulés, anguleux mais émoussés ».

Le lit du ruisseau est creusé dans les marno-calcaires du Valanginien et en remontant le ruisseau, nous pénétrons franchement dans le Valanginien constitué

de bancs calcaires décimétriques alternant avec des marnes. On peut y observer des niveaux glissés, de nombreuses fissures calcifiées, parfois reprises en échelon, ainsi que de nombreux autres petits accidents soulignant la perturbation tectonique de l'endroit.

La conclusion de cette journée souligne que la bordure ouest du fossé d'Alès se distingue par une transition nette entre les dépôts conglomératiques oligocènes et les séries calcaires du Crétacé Inférieur. Cette transition est mise en évidence par la présence d'une brèche plus ou moins exprimée, contenant des éléments barrémiens (faciès urgonien) et hauteriviens (riches en *Toxaster*).

Il n'existe pas d'indices en surface attestant de manière concrète la présence de la faille d'Alès, car aucune structure tectonique telle que des miroirs de faille n'a été observée au contact. Ces indices ont probablement été effacés par l'érosion liée à la formation du système conglomératique. Mais ces indices vont dans le sens d'un modèle suggérant un contact sédimentaire entre le Crétacé et le Tertiaire avec la faille d'Alès située dans le Crétacé de la bordure ouest, comme l'ont proposé Sanchis et Séranne (2000).

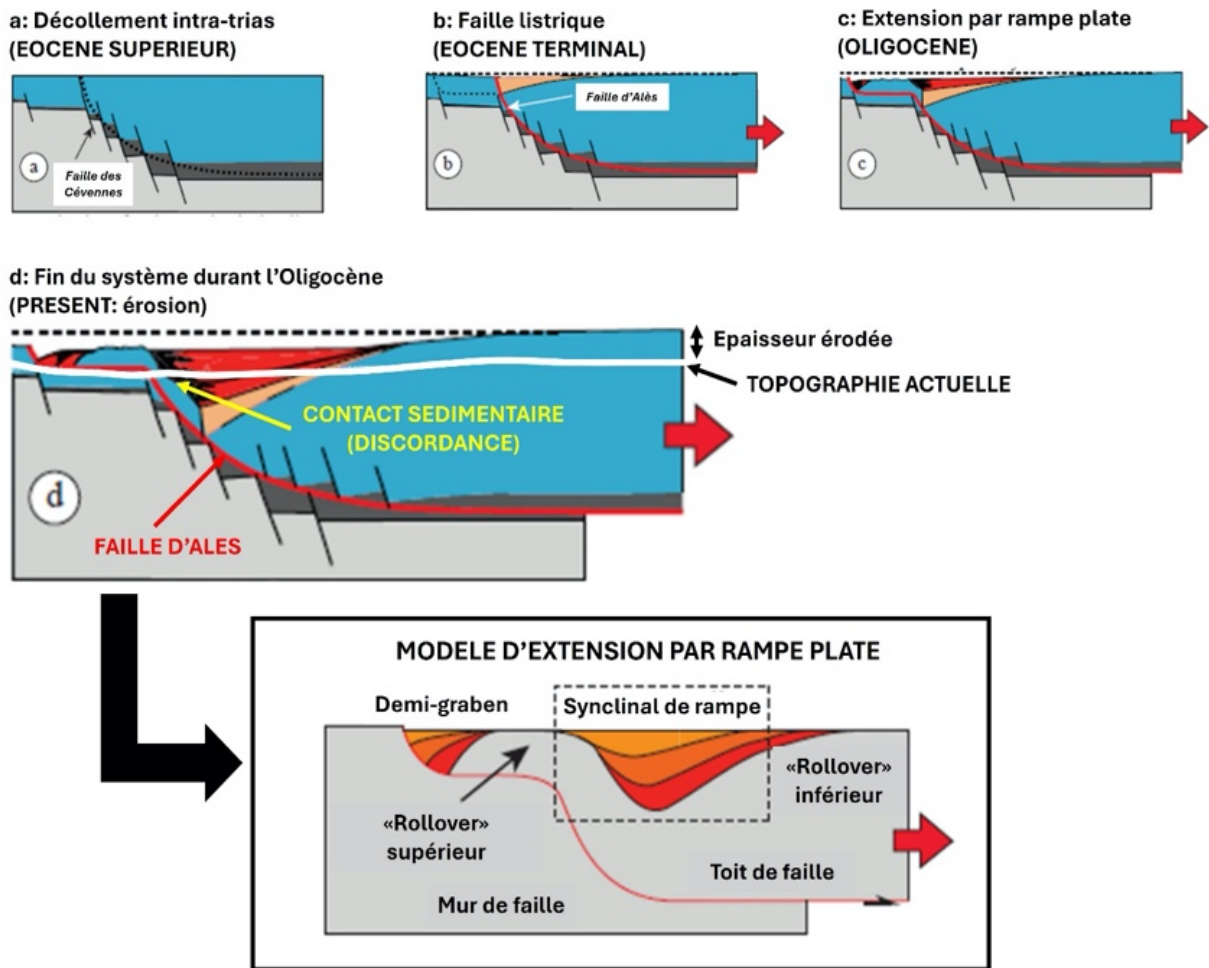


Fig. 12 : Modèle tectonique de la création du fossé d'Alès, modifié de Sanchis et Séranne (2000).

Geoffray Musial

## Le Trias lagunaire au nord d'Alès

Animation et compte-rendu par Marc de Gouvenain et André Charrière

### Cadre paléogéographique et paléoenvironnemental

Première période du Mésozoïque, ou Ere secondaire, le Trias commence il y a 252 Ma et se termine il y a 201 Ma. Il s'étend entre le Permien (dernière période du Paléozoïque) et l'Hettangien (premier étage du Jurassique). Défini en Allemagne, le Trias doit son nom aux trois unités stratigraphiques qui le composent, fonctions du type de roche : grès bigarrés (Bundsanstein), calcaires coquillers (Muschelkalk), marnes versicolores évaporitiques (Keuper).

Ce découpage stratigraphique du « Trias germanique » a été ultérieurement remplacé dans l'échelle stratigraphique internationale par un découpage dans la série marine du « Trias alpin » où la succession sédimentaire dolomitique et calcaire est plus complète. Ainsi, 7 étages superposés sont différenciés dans la nomenclature chronostratigraphique actuelle : Indusien (du fleuve Indus, Pakistan), Olénékien (du fleuve Olienok, Sibérie), Anisien (d'Enns, Anisum ville et affluent du Danube) Ladinien (de Ladins= habitants des Dolomites) Carnien (de Carinthie, Autriche, alpes carniques), Norien (des Alpes noriques), Rhétien (de Rhétie, province romaine du Tyrol). On parle aussi de Trias inférieur (Indusien, Olénékien), Trias moyen (Anisien, Ladinien) et Trias supérieur (Carnien, Norien, Rhétien). Ce découpage est en grande partie basé sur les fossiles, sur les différents genres de la classe des Conodontes, animaux apparus au Cambrien mais qui disparaîtront dans l'extinction de la fin du Trias.

Notons que le Trias succède lui-même à une extinction de masse, la plus importante de l'histoire géologique semble-t-il, qui – règne animal et végétal confondus - élimine 90% des espèces marines et 75% des espèces terrestres. Les sigillaires et les lépidodendrons, que l'on a pu admirer dans les grès carbonifères à Grand-Beaume, à moins de deux kilomètres d'ici, n'en réchapperont pas.

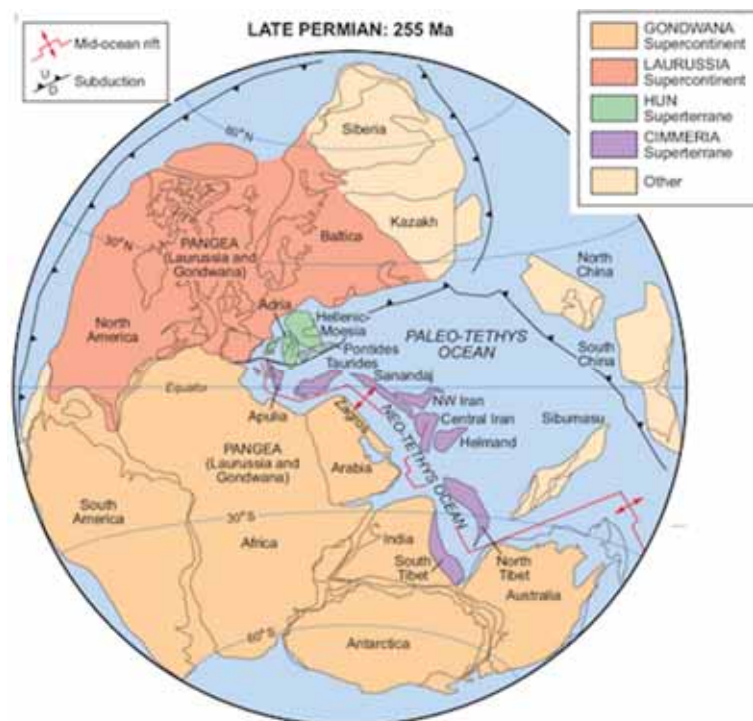


Fig.1 La Pangée permo-triasique, esquisse du contexte géodynamique et environnemental

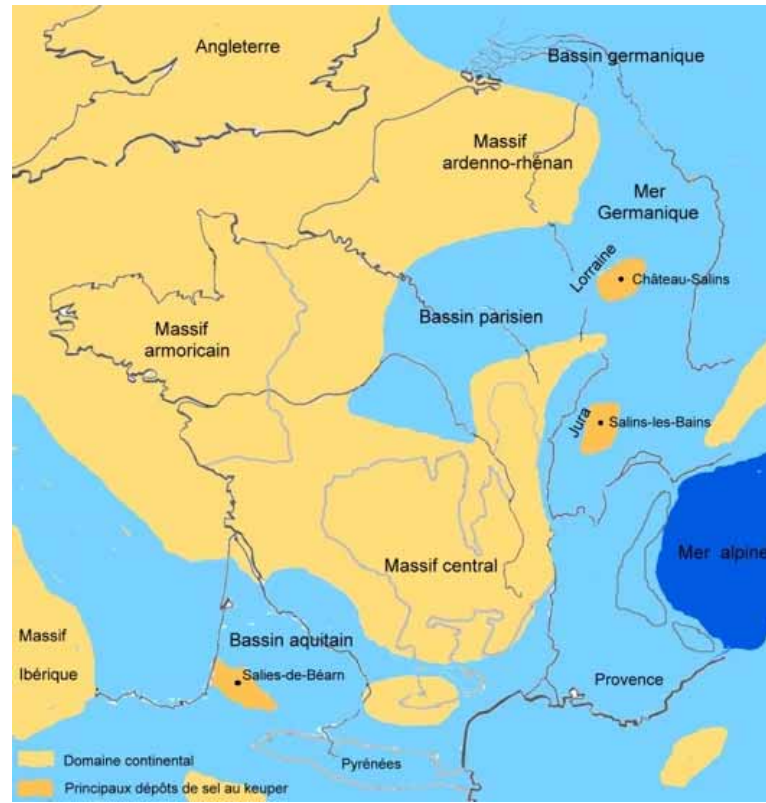


Fig.2 La Pangée permo-triasique, esquisse du contexte géodynamique et environnemental (Source Ceres Science)

Notre région est alors située à une sorte de charnière de deux lobes principaux du continent unique Pangée (fig.1) et très proche de l'Equateur (entre 15 et 20° nord selon les publications) c'est-à-dire les latitudes actuelles de l'Atacama, d'Oman, de la Mauritanie, de la Namibie, du nord-ouest de l'Australie, au climat très chaud et aride. On parle de 17°C de moyenne des températures sur le globe (actuellement 14°C), accompagnés d'un taux en dioxyde de carbone six fois supérieur à l'actuel. Doucement, pourtant, la vie reprend ses droits et se diversifie.

Notre région, en tout cas est proche de massifs montagneux, restes de la chaîne hercynienne, les plus proches étant le Massif central et le Massif armoricain, déjà érodés durant le Carbonifère et le Permien mais suffisamment consistants pour que l'érosion amène sans cesse des matériaux, plus ou moins grossiers selon les périodes. Au fil de la matinée, quand nous commencerons à aborder le Trias, nous trouverons des sédiments résultant d'une érosion continentale.

Cependant, des incursions marines commencent avec le développement de l'océan Paléothétys vers l'Ouest (fig. 2). Pour ce qui nous concerne ces incursions viendront du Nord (mer germanique, avec des dépôts en Allemagne, Lorraine beaucoup plus importants qu'ici) et de l'est (mer alpine).

Aux dépôts d'origine continentale vont par conséquent succéder (parfois alterner) des dépôts d'origine marine.

Brossons un tableau sommaire des paléoenvironnements triasiques en se référant à l'actualisme : reliefs plus ou moins aplanis, plaines d'épandages, dépôts en eaux peu profondes (« tidal flats »), incursions marines, régression temporaire, sédimentation parfois lacustre parfois lagunaires. Evaporation, salifères... Nous voilà dans un paysage de sebkha typique, comme on peut en trouver actuellement en Tunisie, dans les pays du Golfe Persique

(fig. 3, 4) ou, sans accès à la mer, dans le désert des Danakils en Ethiopie. Les dépôts de type margino-littoral seront plus ou moins siliceux, plus ou moins carbonatés, plus ou moins salins.

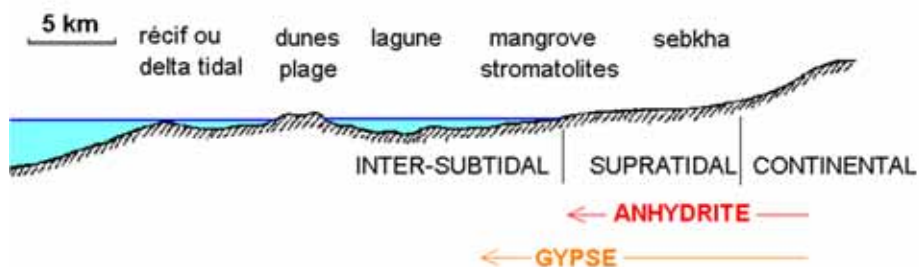


Fig. 3 Profil transversal dans le littoral d'Abou Dhabi.

Extrait de <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/photos/photosed11.htm>

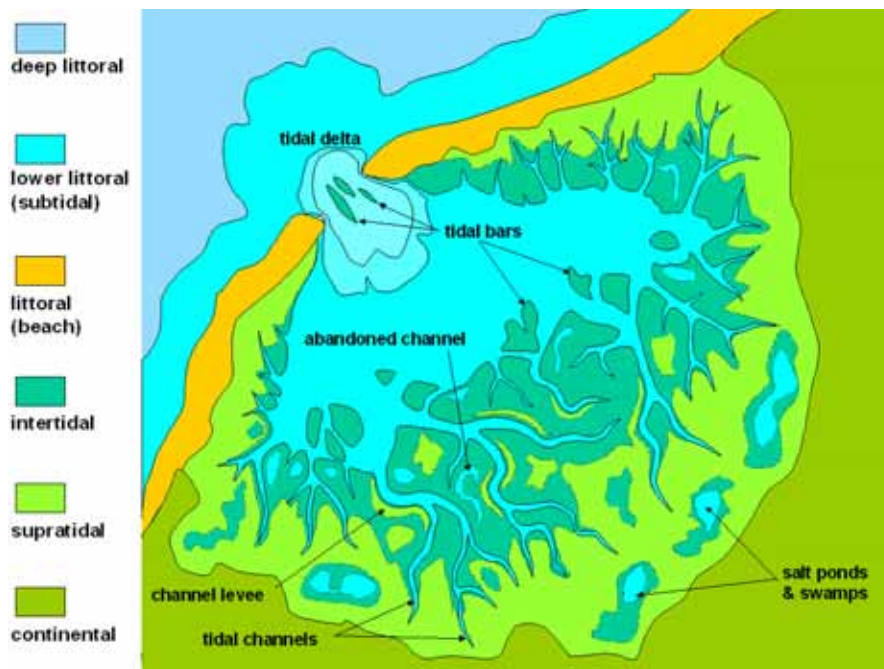


Fig. 4 : dépôts en zone de vasière « mudflat » (<https://en.wikipedia.org/wiki/Mudflat>)

La succession verticale des faciès de notre région (cf. plus loin le Log stratigraphique) s'apparente à celle du Trias germanique avec l'évolution au cours du temps d'une sédimentation continentale vers une sédimentation marine. L'essentiel des dépôts du Trias sont des dépôts de milieu de transition entre milieu continental et milieu marin. C'est une sédimentation margino-littorale dominée par des dépôts lagunaires. La mer franche ne s'installera qu'à l'Hettangien, au début du Jurassique.

### **Matinée sur la route de Cadacu (Arrêt 1)**

Rassemblés à l'Ecole des Mines puis au parking du Crédit Agricole de Saint-Martin-de-Valgalgues, puis à l'entrée de la route d'accès à la carrière de Cadacu (fig. 5, arrêt 1), une quinzaine d'Agariens sont prêts à marcher sur cette route interdite aux véhicules. Un accident sur la 2x2 voies retardera de plus d'une heure trois participants venant de Nîmes.

Deux cents mètres après la barrière, nous nous arrêtons devant un bel affleurement du Carbonifère constitué de veines de charbon et de grès stérile. C'est l'occasion de présenter le Trias à l'échelle mondiale (cf. ci-dessus), puis à l'échelle régionale.

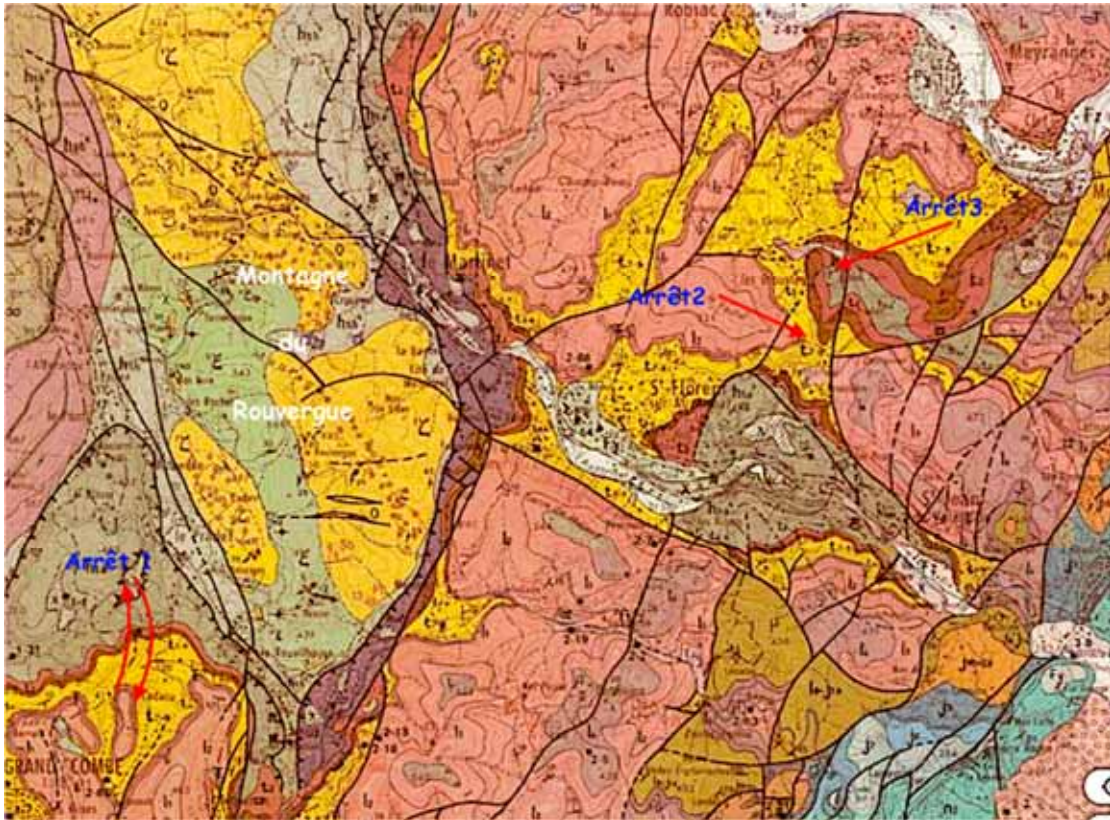


Fig. 5. Extrait de la carte géologique 1/50.000<sup>e</sup> Ales (BRGM)

En utilisant la carte géologique et le fascicule (carte BRGM 1/50.000<sup>e</sup> Alès) ainsi que les observations faites lors des reconnaissances, André a réalisé un Log stratigraphique simplifié des différentes formations recoupées en remontant la route (fig. 6).

Cette succession verticale des faciès de notre région s'apparente à celle du Trias germanique mais les dépôts, très pauvres en fossiles, sont mal datés. Seuls trois repères stratigraphiques fossilifères sont connus régionalement : F1 faune de bivalves dont *Myophoria* datant la partie supérieure du Trias moyen ; F2 *Avicula contorta* marqueur du Rhétien ; F3 faune marine à ammonite *Psiloceras planorbis* marqueur de la base de l'Hettangien. Le Trias inférieur n'ayant jamais été identifié paléontologiquement, les dépôts ne sont pas considérés, actuellement, comme synchrones avec ceux du « Trias germanique », la « transgression triasique » débutant probablement plus récemment que dans le stratotype germanique.

Les Agariens vont découvrir au fil de la marche vers Cadacu toute une série de couches présentant un léger pendage sud-est (très faible basculement lors de l'histoire méso-cénozoïque) et dont la mise à nu de grandes parties dans le talus facilite l'observation.

En premier lieu nous avançons sur la route de la carrière de Cadacu pour trouver où finit ce Carbonifère et où commence le Trias qui normalement doit venir juste au-dessus, puisque dans cette partie des Cévennes, le Permien est absent. Quelques centaines de mètres plus loin, une avancée rocheuse dénote dans le paysage.

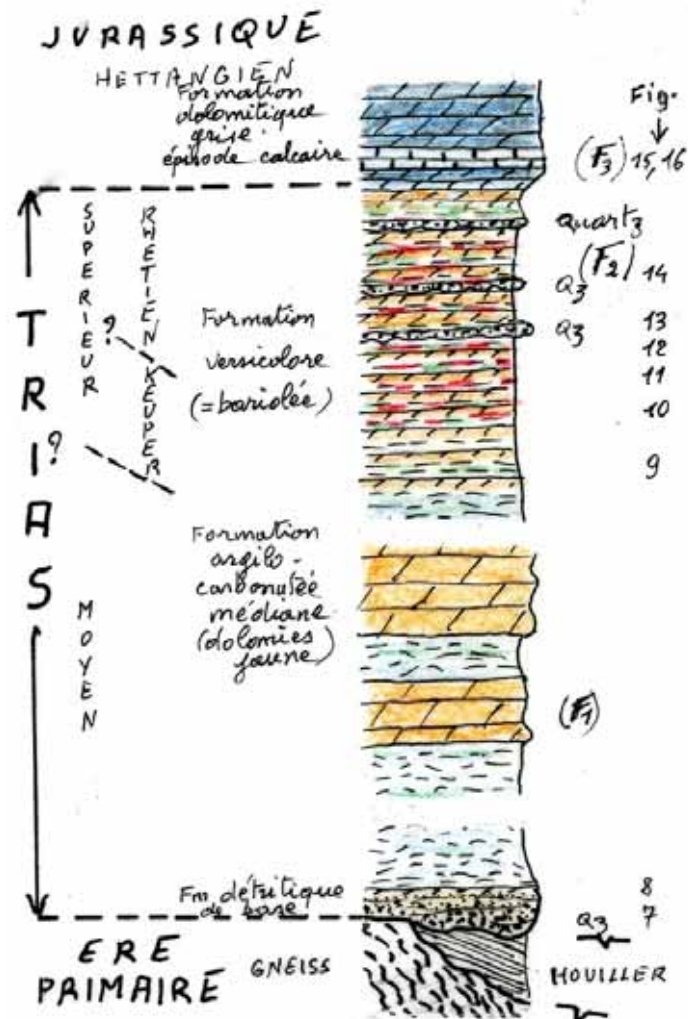


Fig. 6 Log synthétique simplifié du Trias lagunaire au Nord d'Alès (A. Charrière)

### La série détritico basale



Fig. 7 La formation détritico de base du Trias. **A** : séquence grossière basale ; **B** : partie inférieure conglomératique de la formation.

Les Agariens s'approchent de ce dépôt détritico de base du Trias, érigé en falaise de quelques mètres d'épaisseur, bien en évidence au-dessus d'une dernière veine charbonneuse toute proche.

## Observations au bas de la falaise.

Falaise massive, stratification diffuse avec partie inférieure conglomératique (fig. 7A) avec éléments de quartz de tailles diverses, jusqu'à une dizaine de centimètres, non roulés. Liant abondant sableux, grossier.

Organisation avec alternance de bancs riches en blocs de quartz et bancs sablo-gréseux à graviers ou blocs de quartz dispersés. Quatre séquences métriques majeures (fig. 7B).

### **Interprétation**

Le matériel mal classé (absence de tri fluviatile) et quartz anguleux indiquent un dépôt sédimentaire proche d'un relief. Matériel de type « débris flows » correspondant au « cône proximal » d'un réseau fluviatile. Dépôt de type fluvio-torrentiel dicit Geoffroy. Mais quelle est l'origine du quartz ? La présence de quartz témoigne du remaniement de matériaux originaires d'un socle ancien (filons notamment). L'origine est à rechercher dans des terrains métamorphiques avoisinants. Une carte de la région (fig. 5) montre que nous nous trouvons à l'extrémité SE du massif du Rouvergue (gneiss + micaschiste) d'où proviennent probablement les éléments du conglomérat.

Côté flore, on note la présence de Daphné bois-gentil et d'Héllébore fétide, deux plantes calcicoles qui ont dû trouver ici leur compte dans les éboulis dolomitiques.

## Suite des observations en haut de falaise (fig. 8A).

On note la disparition des graviers et des blocs de quartz, l'apparition de la stratification dans des grès (= arénites consolidées) de granulométrie homogène avec petits grains de quartz, la présence de figures sédimentaires : stratifications obliques faiblement pentées (fig. 8B), petits chenaux à fond plat ... Enfin, la partie sommitale montre un passage progressif à des dépôts centimétriques de dolomies jaunes.



Fig. 8. A : partie haute de la formation détritique de base ; B : Grès à stratifications obliques

### **Interprétations**

Partie supérieure des dépôts témoignant d'un tri des éléments, passage à un système fluviatile d'hydrodynamisme faible. Absence de reliefs nourriciers en blocs de quartz, aplanissement topographique de la zone d'alimentation. A la partie sommitale apparition d'une première manifestation d'une sédimentation chimique en remplacement de la sédimentation détritique antérieure.

Globalement, et de bas en haut, On note ici l'évolution progressive d'une sédimentation détritique grossière (conglomérats) à une sédimentation détritique de granulométrie moyenne (arénites), puis à une sédimentation chimique (dolomies).

En redescendant de ce site, quasiment à la limite Carbonifère/Trias, des éléments de barytine ont été ramassés.

On observe une transition marquée dans les modalités de dépôt, illustrant l'évolution du milieu sédimentaire au fil du temps. Cette succession, passant des conglomérats aux arénites puis aux dolomies, reflète des changements progressifs dans les conditions hydrodynamiques et chimiques. Ces observations permettent d'interpréter la dynamique paléo-environnementale et de mieux comprendre les processus de formation des différentes unités lithologiques rencontrées sur le site.

On traverse rapidement la formation argilo-carbonatée médiane car les niveaux argilo-évaporitiques très boisés n'affleurent pas ; on recoupe cependant les barres de dolomie jaune du Trias moyen, avant d'entrer dans les séries rythmiques bariolées, bien exposées (fig. 9) du Trias supérieur (Keuper, puis Rhétien).

### Les séries rythmiques bariolées du Keuper et du Rhétien



Fig. 9 Série rythmique inférieure du Trias supérieur : marnes dolomitiques grises à versicolores alternant avec des dolomies jaunes.

Ces séries rythmiques sont constituées de séquences élémentaires d'épaisseur décimétrique avec alternance de bancs de calcaires dolomitiques ou de dolomies jaunes et de marnes bariolées : grises, verdâtres, rougeâtres.

Rappelons que les dolomies primaires se forment par précipitation dans les zones d'interférence des eaux marines avec des eaux douces sous climat intertropical. Par ailleurs, les colorations vives fréquemment observées dans les marnes indiquent des milieux oxydants : classiquement le rouge est associé à la présence d'hydroxydes ferriques, le jaune à celle d'hydroxydes ferreux. De très faibles variations des proportions d'hydroxydes entraînent de très fortes variations dans la gamme de couleurs : violet, marron, rouge, orangé, jaune... Les teintes verdâtres ou grisâtres sont inversement des indicateurs de milieux réducteurs. Les couleurs sombres ou noirâtres sont le plus souvent dues à la richesse en matière organique.

Dans cette partie inférieure de la série on constate que la proportion de la composante marneuse domine celle des bancs carbonatés. Ces séquences élémentaires sont regroupées en séquences d'ordre supérieur, d'épaisseur métrique qui sont souvent à dominante marneuse, mais parfois à dominante carbonatée.

#### **La signification de cette rythmicité est posée.**

Hypothèse de saccades tectoniques créatrices de reliefs, puis de repos ? L'objection principale est qu'on n'a pas d'argument pour faire alterner, comme dans les sédiments houillers, des dépôts de forte énergie avec des dépôts de basse énergie ; l'ensemble des

dépôts sédimentaires représentés ici sont des dépôts lagunaires de très basse énergie (apports de particules argileuses et sédimentation chimique).

Hypothèse de dépôts en relation avec des cycles astronomiques ? Interprétation plus probable : alternance de périodes plus chaudes amenant une dominante des précipitations carbonatées au sein du bassin et de périodes plus froides avec dominance des apports détritiques argileux.

Brusquement, apparaît une couche épaisse de 2 à 3 mètres, sans aucune cyclicité, constituée des masses calcaro-dolomitiques plus ou moins arrondies, torsadées, injectées de marnes grises et emballées dans ces mêmes marnes (fig. 10). Cet ensemble chaotique est



Fig. 10 : Niveau à blocs calcaro-dolomitiques emballés dans des marnes grises (déformation synsédimentaire) fossilisé par une série rythmique.

recouvert par un premier banc dolomitique (d) qui se biseaute sur la partie la plus haute de l'ensemble chaotique. Au-dessus se développe une nouvelle série rythmique d'abord à dominante marneuse, puis à dominante carbonatée.

**Interprétation** : La forme de ces blocs et le mélange avec les marnes dénote un glissement de cet ensemble chaotique dans le bassin. Cet éboulement de matériaux carbonatés partiellement indurés et de boues marneuses s'est produit durant la

sédimentation. La paléo-topographie de cet ensemble glissé a été ultérieurement comblée lors de la reprise de la sédimentation dolomitique (d), puis entièrement fossilisée par les nouveaux cycles de sédimentation rythmique.

La succession rythmique se poursuit au-dessus et continue à interpeller divers participants (fig. 11).



Fig.11 : Série rythmique avec dominante des marnes dolomitiques par rapport aux dolomies jaunes.

Une nouvelle perturbation dans la sédimentation apparaît alors (fig. 12). Au-dessus d'une série rythmique bien plane on note un niveau métrique avec un épais banc dolomitique découpé en tronçons incurvés vers le haut et emballé dans des marnes grises. Cette dislocation et ces

légers « plis » dans le banc dolomitique sont, ici aussi, contemporains de la sédimentation. En effet les bancs sus-jacents ne sont pas plissés ; ils présentent seulement quelques variations d'épaisseur fossilisant l'ensemble préalablement glissé.



Fig. 12 : Niveau à bancs dolomitiques déformés et glissés (déformation synsédimentaire)

En poursuivant vers le haut, la série rythmique s'enrichit en bancs dolomitiques plus épais et, corrélativement, la composante marneuse se réduit. Par ailleurs quelques bancs métriques de grès grossiers et de microconglomérats à grains de quartz s'intercalent entre les bancs dolomitiques.

Puis au détour d'un virage, voilà une nouvelle « anomalie » dans la sédimentation rythmique (fig. 13). Recoupant à l'emporte-pièce deux séries rythmiques à dominante carbonatée et

gréseuse, on voit apparaître un ensemble chaotique à gros blocs dolomitiques anguleux. S'agit-il d'un effondrement récent ou ancien ? Est-il bordé ou non de failles ? L'un des deux contacts est clairement de nature mécanique (fig. 13, détail).

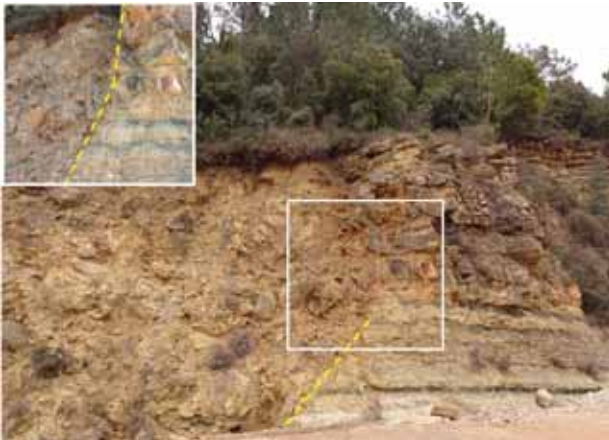


Fig. 13 : Dépôt chaotique à blocs anguleux de dolomies et de grès recoupant la série rythmique supérieure, (événement synsédimentaire ou remplissage postérieur ?). Détail du contact entre la série rythmique et l'effondrement chaotique



Fig. 14 : Série rythmique supérieure avec dominante de séquences carbonatées intercalées de bancs métriques de microconglomérats et grès grossiers à grains de quartz (faciès du Rhétien)

Nous progressons ainsi jusqu'à la barrière principale de la carrière où l'on voit dans les dernières couches triasiques, des microconglomérats siliceux et des grès à gros grains de quartz (fig. 14). Dans la région, ces niveaux ont livré *Avicula contorta*, fossile marqueur du Rhétien.

De près, comme avec du recul, le talus de cette route révèle ainsi sur plus d'un kilomètre toute une série d'aspects de la succession triasique. Les Agariens ont déjà eu de quoi observer et discuter, mais nous poursuivons la coupe en descendant le sentier vers l'ouest qui passe devant les ruines de la chapelle Saint Andéol. Compte tenu du pendage général des couches, nous marchons quelques centaines de mètres sur le Rhétien, puis nous recoupons quelques bancs de dolomies grises pour arriver sur des calcaires gris bleuté. Il s'agit d'un site fossilifère hettangien où les observations, là encore, vont être nombreuses : bivalves, cnidaires, terriers,

ammonites... Finis les paysages lagunaires, la transgression marine hettangienne est là, une mer beaucoup plus profonde va s'installer, on entre dans le Jurassique.



Fig. 15 : Recherches sur la première dalle de calcaires fossilifères



Fig. 16 : **A** Ostréidés et autres bivalves ; **B** Cnidaires : polypiers solitaires en coupe transversale et axiale ; **C** bioturbations, terriers probables ; **D** moulage interne d'ammonite (*Psiloceras planorbis* ?).

Les observations faites, il est temps d'aller pique-niquer à l'ombre des gros chênes verts, à côté des ruines de la chapelle. Après le café, nous redescendons la route - et remontons donc le temps, de l'Hettangien au Carbonifère pour rejoindre les véhicules.

### **Après-midi : coupe du col des Brousses (Arrêt 2)**

Nous reprenons donc les voitures en début d'après-midi pour gagner le deuxième site du jour, à onze kilomètres de là, au col des Brousses. La montée entre St-Florent-sur-Auzonnet et le col donne un aperçu du festival Trias qui nous attend : deux kilomètres de dolomies, marnes bariolées, bancs gréseux...

Au col, où l'on se gare facilement, et avant de partir, Marc présente quelques échantillons qu'il a ramassés dans les parages lors de ses reconnaissances : un bloc où le contact précis Carbonifère/Trias est on ne peut plus net et un bloc de dolomies du Muschelkalk dans lequel apparaissent quelques fossiles. Ils sont très rares mais sont indiqués dans la notice de la carte géologique d'Alès : « Ces barres dolomitiques sont les seuls niveaux fossilifères du Trias cévenol ; des empreintes de lamellibranches ont été trouvées à Molières et attribuées par Thierry à la faune du Muschelkalk supérieur ou du Lettenkohle (*Myophoria vulgaris*, *M. goldfussi*) » (niveau repère F1 sur le Log, fig. 6)



Fig. 17 : Echantillons pétrographiques. A gauche : conglomérats à blocs de quartz anguleux (base du Trias) reposant sur des grès clairs du Carbonifère. A droite : bivalves et fragments coquilliers sur des dolomies jaunes du Trias moyen

Nous partons ensuite sur un sentier de l'autre côté de la route, surplombant ainsi la série de marnes bariolées recoupées par cette dernière. Très vite, on comprend que nous marchons à nouveau, sur ces bancs de grès grossiers et de conglomérats très siliceux, à grains de quartz <1cm qui se développent au Rhétien.

La discussion s'engage sur la raison d'un tel dépôt de matériaux d'origine continentale après des dépôts de type lagunaire sous-jacents. S'agit-il d'un nouvel épisode d'intense érosion des derniers reliefs hercyniens ? ou du remaniement de zones de dépôts précédentes ? ou faut-il, comme l'indiquent certains auteurs, envisager une subsidence des bassins sédimentaires associés à la création, en amont, de nouveaux reliefs à éroder ? ou encore un événement climatique de nature exceptionnelle. A ce sujet, on peut mentionner ici le CPE, Carnian Pluvial Episode, épisode pluvieux de quelques millions d'années, de la fin du Carnien, que des scientifiques ont découvert récemment en travaillant en particulier sur une bande de sédiments rouges (faciès du Keuper) dans les Dolomites. L'épisode serait responsable d'une pré-extinction de la fin du Trias et aurait par ailleurs été très favorable aux dinosaures, alors petits et bipèdes, qui ensuite auraient profité de l'incident si l'on peut dire.

(cf. *PCE Carnian Pluvial Episode Simmsand Ruffelljgs 2018*, mais aussi *Wikipedia* et <https://www.nationalgeographic.fr/animaux/2020/11/une-extinction-de-masse-a-lorigine-du-regne-des-dinosaures>).

Cet évènement climatique d'âge Carnien ne peut être invoqué pour expliquer les décharges détritiques grossières du Rhétien sur lesquelles nous nous trouvons actuellement. Nous poursuivons l'étroit sentier surplombant la D130 ; il nous mène en bordure du contact Rhétien/Hettangien et nous offre à l'observation des dolomies laminées qui nourrissent une longue discussion entre Jean-Pierre et Geoffray : stromatolites ou pas, voiles algaires ?



Fig. 18 : Structures laminées et ondulations stromatolitiques au toit des premiers bancs des dolomies grises de l'Hettangien.

Juste avant de redescendre sur la route, donc toujours à ce niveau, on aperçoit un filon de barytine. Ce minéral, aperçu ce matin, qu'André et Marc ont aussi noté dans leurs reconnaissances au col de Trélis tout proche est mentionné par D. Bonijoly et J.M. Fredet (1983) et mis en relation avec des failles synsédimentaires NW-SE de la région.

Et voilà les Agariens sur la route, d'abord cent mètres plus bas, pour admirer une belle succession monoclinale de couches faiblement inclinées vers la pente topographique (fig. 19).



Fig. 19 : Séquence – type du Rhétien

Ces dépôts sont organisés en séquences épaisses de 4 à 5 mètres avec la succession suivante : microconglomérats et grès grossiers à grains de quartz à base ravinant, alternances de bancs de dolomies jaunes ou beige avec des couches de marnes verdâtres et, au sommet, un « mille-feuilles » de marnes dolomitiques (fig. 19). Cet enchaînement vertical des faciès (dit strato-décroissant) dénote une diminution globale de l'hydrodynamisme du milieu au sein de chaque séquence.

Par ailleurs on note que cette série monoclinale est décalée par des failles normales (fig. 20).



Fig.20 :  
Interprétation de la succession sédimentaire (à gauche) recoupée par des failles normales plus récente (à droite).

Dans un virage de la route, on constate une « anomalie » dans la stratification des couches (fig. 21, bas). Une observation plus attentive (fig. 21, haut) montre la présence de blocs dolomitiques métriques, aux contours arrondis, emballés dans des marnes versicolores. Il s'agit clairement d'un éboulement de matériel carbonaté partiellement induré dans le bassin de sédimentation (analogies avec fig. 14 de la coupe de Cadacu).



Fig.21 : Stratification perturbée (A) par un éboulement de masses dolomitiques et de marnes bariolées (B) pendant la sédimentation triasique.

Bientôt, nous nous arrêtons en face d'une nouvelle structure sédimentaire originale (fig. 22)

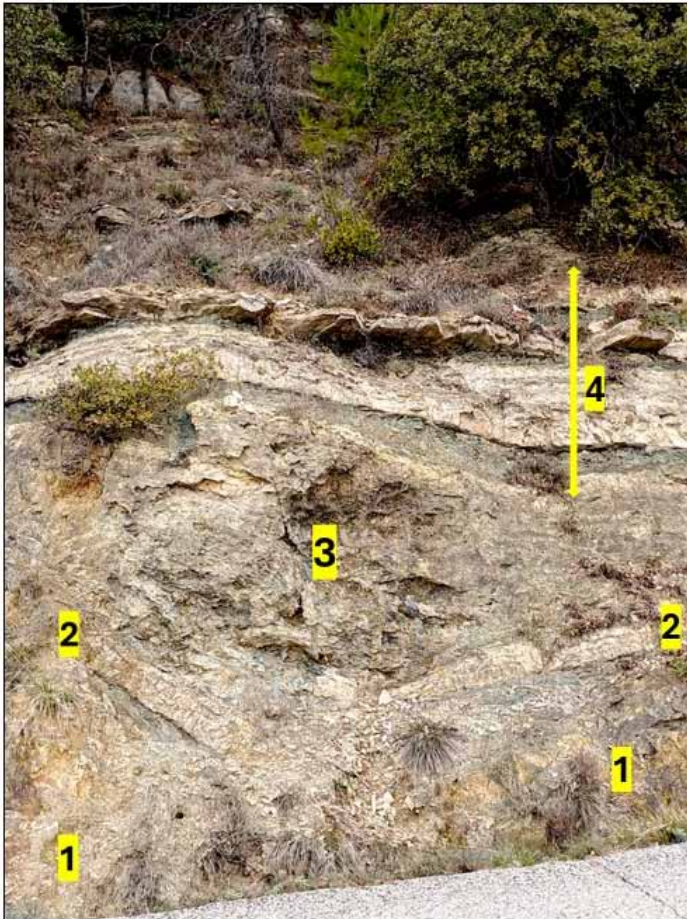


Fig. 22 : Effondrement localisé contemporain de la sédimentation triasique

Pour comprendre la structure, il est nécessaire de numéroter au préalable les couches dans l'ordre de leur dépôt 1 ...4. Il apparaît alors que la couche dolomitique 2 présente un effondrement en forme d'entonnoir, l'ensemble 3 marno-dolomitique et/ou marno-évaporitique présente un surépaississement dans l'axe de l'entonnoir, la succession de couches 4 est subhorizontale et conserve une épaisseur à peu près constante.

**Interprétation :** Un effondrement local s'est donc produit après le dépôt de la couche 2 et durant le dépôt de la couche 3. Il est comblé avec la reprise de la sédimentation rythmique (ensemble 4). Cet évènement est indiscutablement contemporain de la sédimentation du

Trias supérieur. Dans le contexte sédimentaire de lagune évaporitique, on peut penser raisonnablement qu'il y eu une dissolution précoce d'évaporites en profondeur qui aura entraîné un phénomène de soutirage dans la couche dolomitique 2 et le remplissage de la dépression par le matériel de la couche 3



*Fig.23 : alternance de couches dolomitiques et de marnes rouges*

Remontant la D130, (fig.23), nous allons continuer à recouper la série bariolée sous-jacente. Elle montre ici des alternances systématiques de bancs dolomitiques jaunâtres et de marnes rouges ou gris-vert. Les bancs dolomitiques peuvent représenter le terme le plus marin, les marnes rouges le terme le plus continental en milieu oxydant.

dolomitiques (fig. 24 gauche), recristallisations de « perles » siliceuses (fig. 24 à droite), probablement en substitution de cristaux d'anhydrite. ...

Nous pouvons également observer des détails au niveau des couches : cargneulisation de bancs



*Fig. 24 : Détails lithologiques et minéralogiques. A : gauche : deux couches de dolomies jaunes avec, une couche supérieure continue et une couche inférieure cargneulisée. B : droite : perles siliceuses en base du banc dolomitique jaune*

Nouvelle surprise en se rapprochant du col des Brousses. Entre deux séries rythmiques monoclinales faiblement pentées, on note un nouveau dépôt chaotique (fig. 25). Celui-ci évoque fortement la structure (fig. 17) vue ce matin à Cadacu.



*Fig. 25 : Aspect sur le terrain et croquis interprétatif (figure 26 ci-dessous) par Bonijoly et Fredet*



Fig.26 : exemple de chaos (micro canon) limité par des failles N-S Keuper des Brousses

« La série triasique et particulièrement le Keuper présente, par endroit, des perturbations sédimentaires ayant l'aspect de chaos, dans des couloirs étroits où la série prend une allure d'olistostrome (dépôts sédimentaires composé d'un ensemble chaotique de matériaux hétérogènes. Ils s'accumulent dans le cadre de glissements gravitaires sous-marins (sous-aquatique serait préférable, note A. Charrière) d'ensembles semi-fluides ou d'effondrements de sédiments non consolidés.). Le caractère synsédimentaire de ces formations est attesté par un recouvrement sans flambage de leur toit lequel présente parfois un épaississement (fig. 22), Une des limites verticales de ces structures est souvent constituée d'une faille dont l'orientation peut être N 100°-110° E ou N 160°-10° E

L'aspect effondré de ces "blocs" permet de supposer que leur origine provient d'un soutirage résultant de la dissolution des anhydrites contenues dans les salifères inférieur et supérieur du Trias mais la présence de blocs provenant de la série reposant sur le toit de ces formations nécessite l'existence d'un écoulement (fig. 16).

L'explication que nous proposons se résume donc ainsi : lors de la distension N-S triasique, les différents compartiments limités par les failles E-W sont basculés vers le centre du bassin. Cette structure crée une pente le long de laquelle des couloirs peuvent s'établir à la faveur de la dissolution précoce des anhydrites. La dissolution permet l'effondrement des séries du Keuper dans des couloirs armés par des accidents hérités et la pente permet l'écoulement. Il s'agit en fait de "micro-canons". » (Bonjoly et Fredet, 1983)

Jean-Pierre Rolley n'est pas d'accord avec cette interprétation. Constatant que, dans cette structure, tous les blocs dolomitiques sont de nature anguleuse, cela implique une lithification complète préalable de ces bancs, avant leur remaniement. Ces amas chaotiques anguleux pourraient être nettement postérieurs au Trias, créés par exemple lors des grandes phases d'érosion du Pliocène - Quaternaire ancien... et pourquoi pas lors de la distension oligocène ? (Note A. Charrière) ... Philippe Gerbier grimpe sur le haut du chaos et pense qu'il est réellement fossilisé par les couches triasiques sus-jacentes... La poursuite de la discussion anime la remontée jusqu'au col et aux voitures.

### **Hameau des Brousses (Arrêt 3)**

Nous reprenons les voitures pour un trajet qui, côté nord du col, nous fait passer devant les barres dolomitiques du Trias moyen, puis arriver au hameau des Brousses où l'on s'arrête au départ d'une piste forestière. Nous allons voir, à pied, histoire de boucler la boucle, un affleurement censé montrer le contact discordant du Trias sur le Carbonifère. Une discussion s'ensuit sur l'exactitude du mot contact à cet endroit.



Fig. 26 : Fossiles végétaux au niveau du premier contact Trias/Carbonifère sur la piste au N des Brousses.



Fig. 27 : Contact discordant Trias/Carbonifère

Sur cette piste non carrossable, environ deux kilomètres plus loin, existe un bel affleurement présentant sur un substratum carbonifère de grès et de schistes à végétaux (fig. 26, gauche), un conglomérat de base à blocs anguleux de quartz (épaisseur 5m) coiffé des premières dolomies, donc une succession de base de la série triasique (fig. 26, droite) analogue à celle que nous avons vu au début de la route de Cadacu.



Mais l'après-midi est bien avancé, l'air chaud et lourd incite les Agariens à choisir l'option bière ; en d'autres termes, la boucle Trias est bouclée et nous allons en parler au café du Pradel

### Références consultées :

Cartes géologiques à 1/50 000 Alès (912) et Bessèges (888) Edit. BRGM

D. Bonijoly et J.M. Fredet 1983. Tectonique et sédimentation triasique dans le bassin mésozoïque d'Alès (Gard) Rapport du BRGM.

**Crédit photos** André Charrière : 7A, 9 haut, 10, 12, 13, 14, 19, 20 droite, 21, 22, 23, 24 bas. Les autres photos sont de Marc de Gouvenain.

**Remerciements** adressés par les auteurs à Nathalie Crivellaro et Geoffroy Musial qui nous ont accompagnés sur le terrain en début de notre prospection.

Marc de Gouvenain et André Charrière

## Voyage à Digne-les-Bains

Animé par Hervé Jacquemin – compte-rendu Geoffroy Musial

L'excursion géologique dans la vallée du Bès, située dans les Alpes de Haute-Provence, sera dirigée par Hervé Jacquemin, un géologue à la retraite, ancien responsable des collections à l'IMT Mines Alès et directeur de la Réserve naturelle nationale géologique de Haute-Provence entre mai 2009 et avril 2011.



Fig. 1 : Carte de la Réserve naturelle nationale géologique de Haute-Provence.

La Réserve naturelle nationale géologique de Haute-Provence a pour mission de valoriser et de protéger l'héritage géologique remarquable d'une partie des Alpes de Haute-Provence et du nord du Var. Elle est sous la responsabilité du département des Alpes de Haute-Provence, qui veille à la conservation et à la restauration de ce patrimoine naturel, tout en promouvant sa connaissance et en facilitant son accès au public.

Établie par décret en 1984, la Réserve naturelle nationale comprend 18 sites classés, entourés d'un périmètre de protection de 230 000 hectares. La collecte de tout élément minéral y est proscrite mais, dans le cadre d'études scientifiques, des autorisations d'extraction peuvent être délivrées au cas par cas pour des activités spécifiques.

### Introduction - La nappe de Digne et la vallée du Bès



Fig. 2 : Présentation du contexte géologique et de la nappe de Digne.

Au fil de l'excursion et de ses arrêts au cœur de la vallée du Bès, entre Digne-les-Bains et Le Vernet, 300 millions d'années d'histoire géologique seront abordées, du Carbonifère à l'actuel, avec leur succession de niveaux sédimentaires, continentaux et marins, leur suites continues et discontinues.

Un focus sur la tectonique particulière de ce secteur permettra d'observer la nappe de Digne et la demi-fenêtre de Barles qui ont fait de ce territoire un haut lieu de la géologie et de son apprentissage en France.

La paléontologie ne sera pas en reste avec la visite de lieux préservés par la Réserve géologique de Haute-Provence, la dalle aux ammonites et le site de l'ichtyosaure, les toutes

nouvelles découvertes, et en final, la visite de la *Paléogalerie* de Salignac qui permettra de s'interroger sur la préservation et la recherche de fossiles.

### Vendredi 23 mai : La dalle aux ammonites :

Nous nous retrouvons en fin de matinée au bord de la D900A route de Barles sur un site exceptionnel et mondialement connu. Ce haut lieu de la géologie française est l'un des sites emblématiques de la Réserve naturelle et du Géoparc. Jérémy Subias, directeur de l'Unesco Géoparc de Haute-Provence, vient nous présenter les travaux de protection et de valorisation autour de ces sites incroyables.

Bien que célèbre aujourd'hui, la dalle n'était pas connue avant récemment, d'Orbigny ne l'ayant pas mentionnée lors de son exploration au XIXe siècle. Elle a été partiellement découverte pour la première fois en juin 1941 lors de travaux de voirie. En 1979, des travaux de terrassement ont mis à jour environ 600 ammonites sur 160 m<sup>2</sup>. Jusqu'en 1994, seulement 200 m<sup>2</sup> étaient visibles, mais la Réserve géologique des Alpes-de-Haute-Provence a ensuite dégagé 150 m<sup>2</sup> supplémentaires, atteignant une surface totale de 350 m<sup>2</sup>. En 1992, un moulage des 160 m<sup>2</sup> découverts a été réalisé pour la ville de Kamaishi, au Japon, sous forme de 30 fragments expédiés et assemblés là-bas.

Ces couches fossilifères sont datées du Jurassique Inférieur, Sinémurien, soit entre -196 et -189 millions d'années. Elles font partie de la nappe allochtone de Digne, témoin de l'histoire géologique complexe de la région. Ce site est particulièrement riche puisqu'il n'abrite pas moins de 1 556 spécimens d'ammonites d'un seul genre, le *Coroniceras multicostratum*. On peut également apercevoir des nautilus, des bélemnites, des pectens et d'autres bivalves. On estime l'épaisseur du dépôt à 20 cm, mis en place sur une période d'environ 100 000 ans (*Source wikipédia : Analyse de Georges Henri Ducreux*).

La grande majorité des coquilles de la dalle étant intactes, ou presque, l'hypothèse d'un milieu de dépôt calme est privilégiée. La position des coquilles, a conduit à conclure que la dalle à ammonites devait constituer un faciès d'accumulation, les céphalopodes étant transportés par des courants marins, vers le site où elles ont sédimenté.

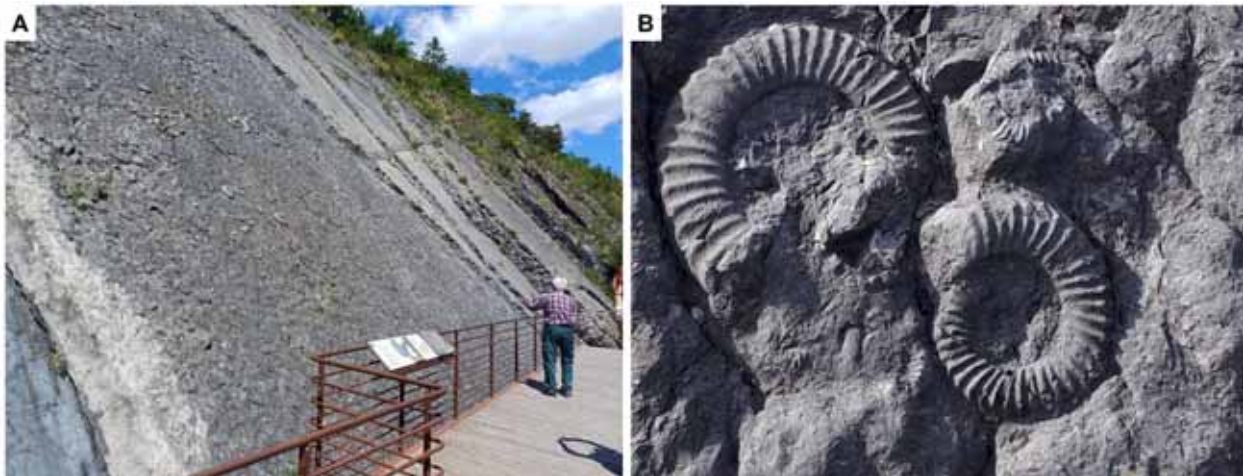


Fig. 3 A : Devant la dalle aux ammonites. B : Détail d'une ammonite *Coroniceras multicostratum*.

### Le Trias et les fours à plâtre :

Nous descendons à environ 500 mètres au sud de la dalle aux ammonites pour atteindre un site de fours à plâtre remarquable, au-dessus du lotissement Champourcin.



Fig. 4 : Hervé Jacquemin détaillant le fonctionnement des fours à plâtre.

Cet ensemble, comprenant une carrière de gypse et des fours à chaux, a été établi entre 1880 et 1890. La plâtrière présente des gypses versicolores du Trias supérieur (-235 à -208 millions d'années). Les fours, installés au 19ème siècle et modernisés avec un four rotatif en 1920, ont été abandonnés en 1940 et sont classés monuments historiques depuis 1996.

Jusqu'en 1950, le plâtre était produit près de la carrière, avec le gypse transporté par charrettes tirées par des chevaux. La cuisson dans des fours à culée durait plusieurs dizaines d'heures, dépendant du savoir-faire du plâtrier. Les impuretés dans le plâtre résultant de la cuisson le rendaient inadapté aux gypseries, menant à l'invention d'un four où le combustible ne touchait pas le gypse. Plus tard, le battage manuel de plâtre fut remplacé par des meules actionnées par animaux ou par un moulin.

Il y a 220 millions d'années, au Trias supérieur, un climat aride régnait sur la région qui était recouverte de vastes lagunes d'eau de mer soumises à une évaporation intense. Comme sur les bords de la Mer Morte actuelle, les eaux sursalées engendraient de fortes accumulations de divers sels, en particulier du gypse. Ces dépôts étaient mêlés d'argiles, aux couleurs vives et variées dues aux oxydes de fer, en provenance du continent.

Dans ces séries dites évaporitiques, des intercalations occasionnelles de roches calcaires ou dolomitiques témoignent de brefs épisodes d'élévation du niveau de la mer.



Fig. 5 A : La Mer Morte actuelle.

B : Gypse poudreux appelé « gypse saccharoïde ».

Sur le chemin à proximité des fours à plâtres nous rencontrons une roche particulière qui



présente une texture bréchique, vacuolaire et cavernueuse, avec une teinte brune et rouille : la cargneule.

Il s'agit d'une brèche dolomitique à ciment calcaire formée par la dissolution partielle de bancs de dolomie, suivie de leur remplacement par un ciment dolomitique puis calcitique. Ce terme est principalement utilisé dans les Alpes, où on trouve dans les séquences triasiques, à proximité des zones de charriage des nappes.

Fig. 6 : Cargneule sur le chemin amenant à la carrière de gypse.

Les hypothèses concernant la formation de la cargneule demeurent débattues, mais elle est probablement liée à la tectonique de charriage et aux processus diagénétiques associés, tels que la fracturation, la dissolution et la précipitation.

### Le Lias :

Nous nous arrêtons sur la D900A au carrefour entre la route de Barles et La Robine (D103) pour la lecture d'un paysage particulier : la robine.

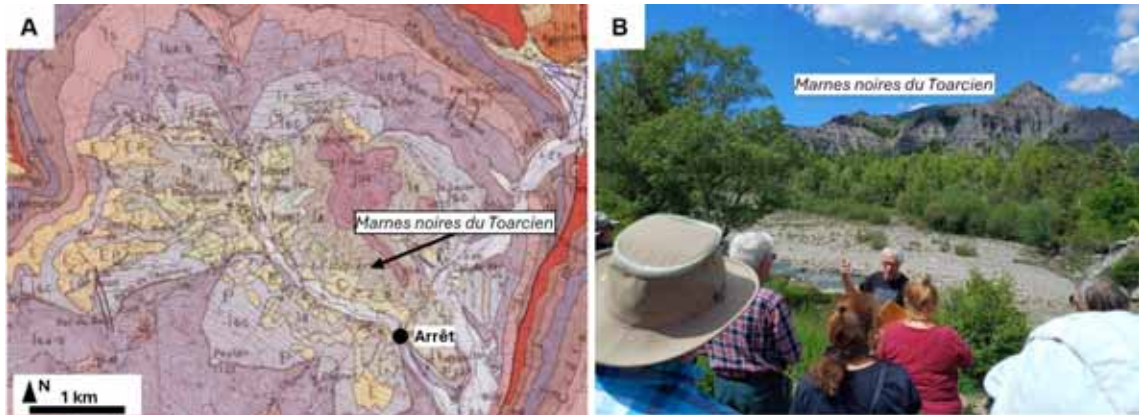


Fig. 7. A : Localisation sur la carte géologique au 1/50.000. B : Paysage de robine.

Une robine est un type de pente qui présente des caractéristiques spécifiques. Elle est ravinée, c'est-à-dire qu'elle a été sculptée par l'érosion, principalement de l'eau. La roche qui compose la robine est constituée de marnes noires (ici datant du Toarcien : Jurassique inférieur (Lias) de -184 à -175 millions d'années), qui sont des sédiments riches en argile, en calcaire, et en matière organique qui leur donne leur couleur sombre.

En raison de la pauvreté de cette roche, la végétation qui s'y développe est généralement limitée, se traduisant par des prairies qui sont souvent peu denses et moins riches en biodiversité. L'ensemble de cette formation donne à la robine une apparence austère et quelque peu hostile.

Dans le lit de la rivière nous avons observé une couche calcaire riche en rostrés de bélemnites.



Fig. 8 : Observation d'une couche jurassique fossilifère, riche en rostrés de bélemnites.

### Clue de Barles :

Nous empruntons la D900A en direction de Barles, traversant la clue du Pérouré (nous y reviendrons le lendemain) sans faire de pause pour nous arrêter à celle de Barles.

Dans ces sites impressionnants, la rivière Bès a taillé un défilé étroit à travers des couches de calcaire redressées à la verticale par la tectonique alpine. Cette morphologie particulière, qui représente un pli sectionné perpendiculairement à son axe, est désignée par le terme "clue".

Les clues sont relativement communes dans cette région, où elles constituent de véritables barrières géographiques et climatiques.

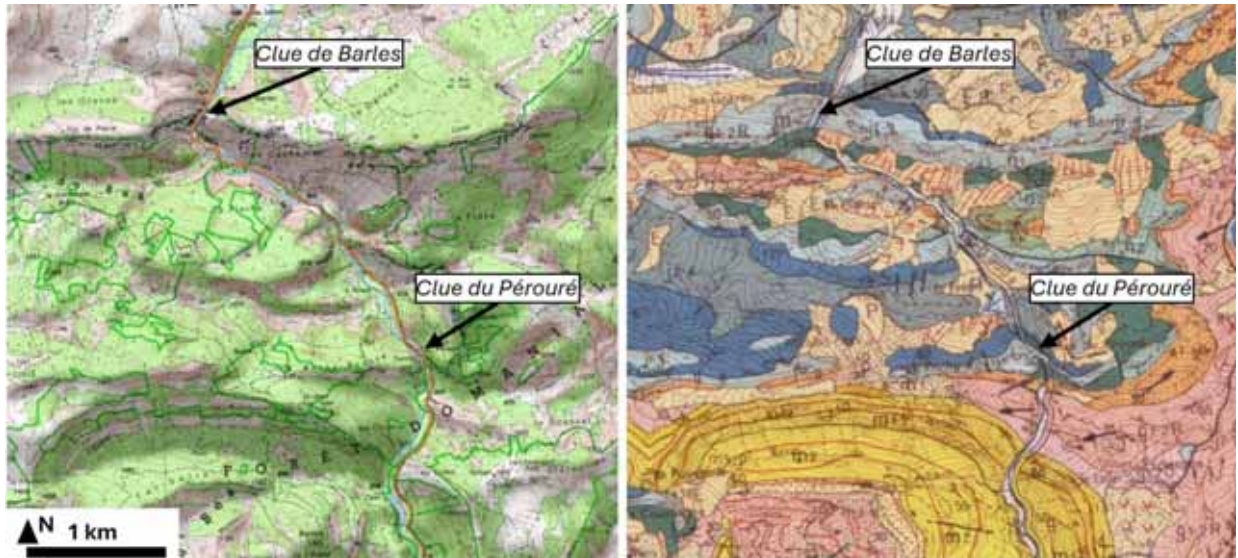


Figure 9 : Localisation des clues de Barles et du Pérouré.



Fig. 10 : Carte géologique simplifiée illustrant la demi-fenêtre de Barles.

Nous étions jusqu'à présent dans la série allochtone (Trias et Jurassique inférieur de La Robine). Pour rappel une série allochtone qualifie des terrains qui ont été charriés et qui en recouvrent d'autres pouvant être plus récents, dits autochtones. Une nappe de charriage comme celle de Digne ou des Corbières (cf. *bulletin N°109*) est donc une unité allochtone amenée à chevaucher une unité autochtone.

Une nappe peut être charriée, transportée, sur de grandes distances.

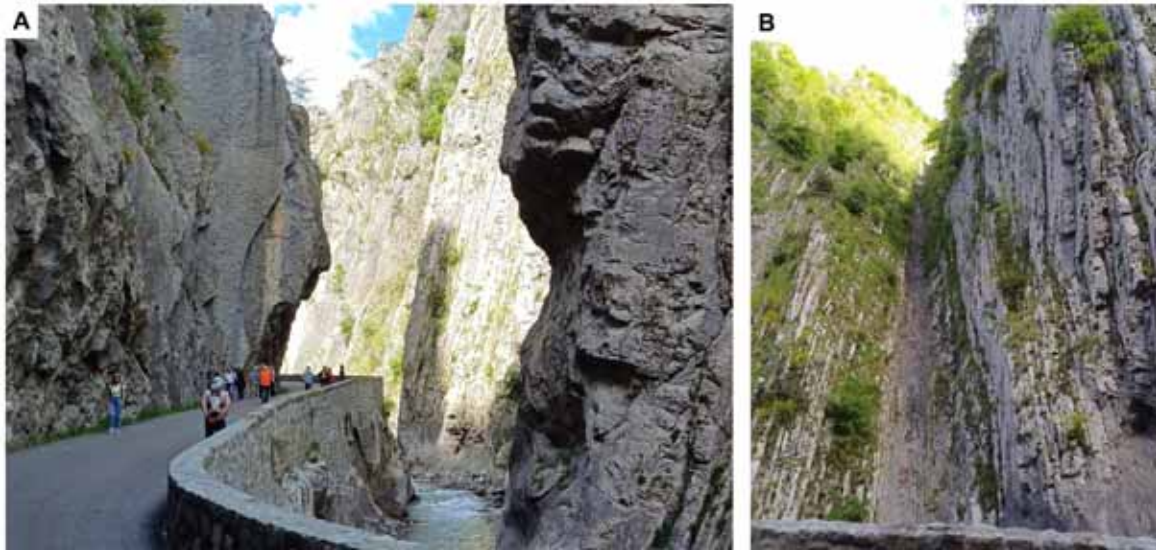


Fig. 11 **A** : Agariens au cœur de la clue de Barles. **B** : Strates calcaires du Tithonien verticalisées.

Nous nous trouvons au centre de la demi-fenêtre de Barles, où les formations allochtones ont subi une érosion, révélant les séries plissées de l'autochtone. Parmi celles-ci, on peut notamment observer les séries calcaires verticales datant du Jurassique supérieur (Tithonien, entre -149 et -143 millions d'années) au niveau de la clue de Barles.

Les plissements observés dans les formations autochtones résultent principalement de la tectonique alpine et du déplacement de la nappe de charriage de Digne. Toutefois, ces séries avaient déjà été influencées par la tectonique pyrénéo-provençale, que nous pourrions examiner de manière plus détaillée le lendemain à la clue du Pérouré et lors de notre ascension au belvédère du vélodrome.

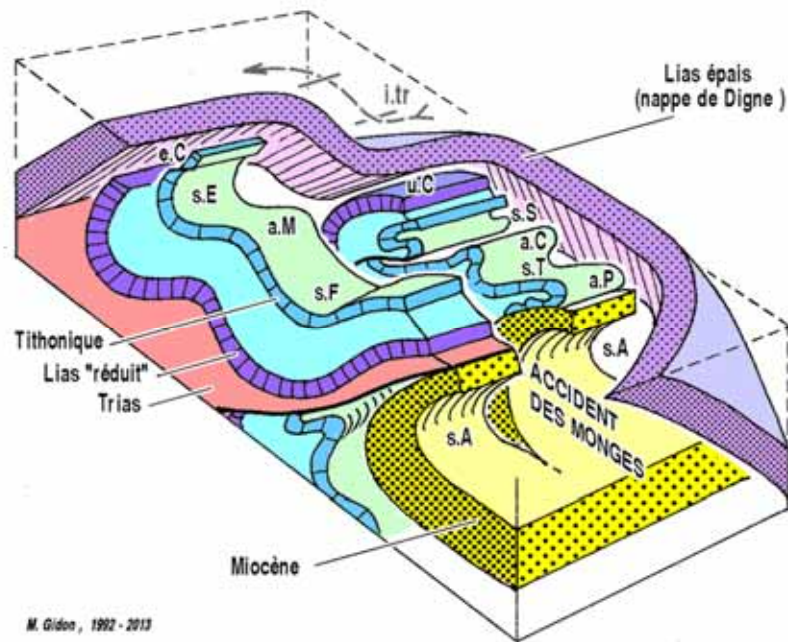


Fig. 12 : Illustration des séries de l'autochtone dans la demi-fenêtre de Barles : e.C = écailles de Combovin ; u.C = unité de Chine ; s.S = synclinal des Sauvans (prolongement oriental de celui d'Esparron = s.E) ; a.C = anticlinal de la Grande Cloche (prolongement ou relais oriental de celui des Monges = a.M) ; s.T = synclinal du Pas de Terre Rouge (prolongement ou relais oriental de celui de Feissal = s.F) ; a.P = anticlinal du Pérouré (remplacé, à l'ouest, par le chevauchement de l'écaïlle de Valavoire) ; s.A = synclinal d'Auribeau (pour simplifier la figure, le synclinal d'Esclangon, qu'il recoupe, du côté est, sous la nappe, n'a pas été représenté). Source GEOL-ALP.

## La coupe de Barles :

En aval du village de Barles, célèbre pour son hôtel connu sous le nom « d'Hôtel des géologues », qui a accueilli de nombreux professeurs et étudiants en géologie, nous pouvons observer une coupe géologique montrant les formations des terrains autochtones, s'étendant du sommet du Trias (Keuper) jusqu'à la base du Jurassique Moyen (Bajocien).

Les étoiles de Saint-Vincent, plus précisément désignées comme « pentacrines », sont des fossiles en forme d'étoile à cinq branches provenant des tiges de crinoïdes, souvent surnommés lys de mer. Elles sont présentes ici au sein du Lotharingien.

Des bijoux intégrant ces étoiles de Saint-Vincent, dont le nom provient de la colline éponyme, ont été confectionnés pour la première fois par le bijoutier dignois Antoine Colomb autour de 1855.

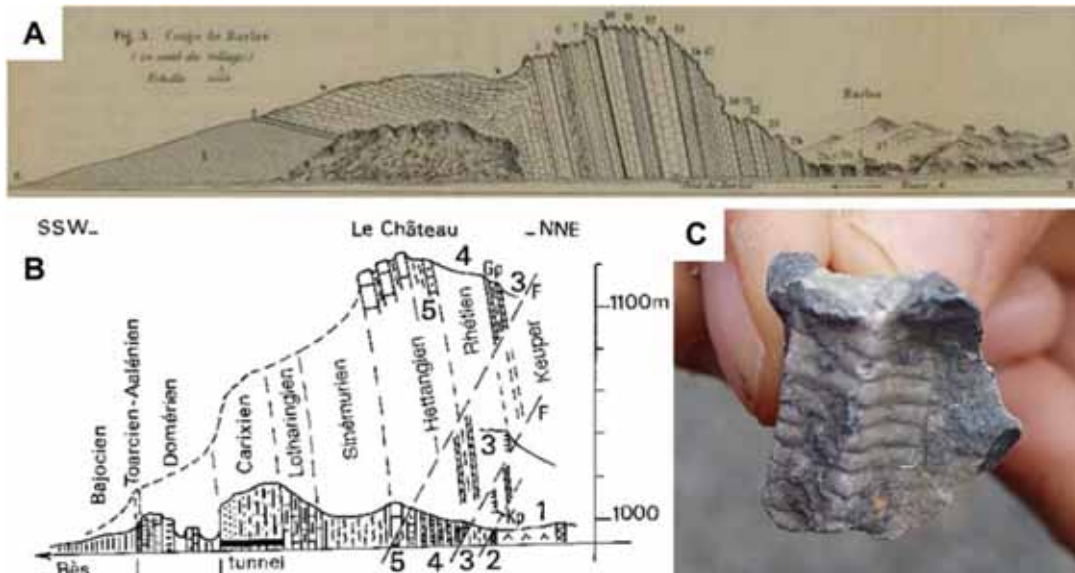


Fig.13. A : Coupe géologique de Barles par Auguste Garnier, Congrès de la SGF 1874.

B : Coupe géologique de Cl. Kerckhove (1983). 1 = gypses bien stratifiés du Keuper, 2 = banc de dolomies carnéulisées, 3 = argilites vertes à lits dolomitiques jaunes, 4 = Rhétien, 5 = petits bancs de l'Hettangien inférieur (Source GEOL-ALP). C : Pentacrines.

## Clue de Verdaches :

Le dernier arrêt de la journée se situe à la clue de Verdaches, où le Bès a creusé une profonde entaille dans les quartzites très dures du Trias, datant d'environ 240 millions d'années, jusqu'aux roches noires, charbonneuses et riches en végétaux du Carbonifère supérieur, âgées de 305 millions d'années.

Il manque donc tout le Permien, une lacune de plus de 60 millions d'années. Par ailleurs, on distingue une discordance angulaire entre les pélites noires du Carbonifère et les grès jaunâtres du Trias puisque les deux groupes de strates ne sont pas parallèles. Cela souligne les mouvements tectoniques qui se sont justement produits durant le Permien et la disparition de la chaîne hercynienne.

La rivière a fait son chemin dans le quartzite triasique très dure que l'eau n'a pas pu creuser, ainsi obligée de passer par-dessus les rochers. Cela explique la présence de nombreuses cascades comme la fameuse cascade du Saut de la Pie.



Fig.14 : **A** : Les grès triasiques jaunâtres discordants sur les pélites noires du Carbonifère.  
**B** : Cascade du Saut de la Pie dans les quartzites du Trias.

### Samedi 24 mai : Clue du Pérouré :

Nous entamons cette seconde journée à 9h dans la Réserve naturelle nationale géologique de Haute-Provence, en partant du parking du Vélodrome. Nous nous dirigeons alors à pied vers la clue du Pérouré, située une centaine de mètres en amont.

Les gorges du Bès s'enfoncent dans la Clue du Pérouré, où elles traversent une imposante barre du Tithonien (dernier étage du Jurassique supérieur, similaire à celle de la clue de Barles) avant d'atteindre des calcaires du Berriasien (premier étage du Crétacé Inférieur). La succession de ces couches y est renversée !

Cette configuration reflète le fait que les couches présentes dans la clue forment le flanc inverse d'un puissant anticlinal orienté Est-Ouest, inversé vers le sud, connu sous le nom d'anticlinal du Pérouré. L'autre flanc de cet anticlinal est disposé en succession normale.

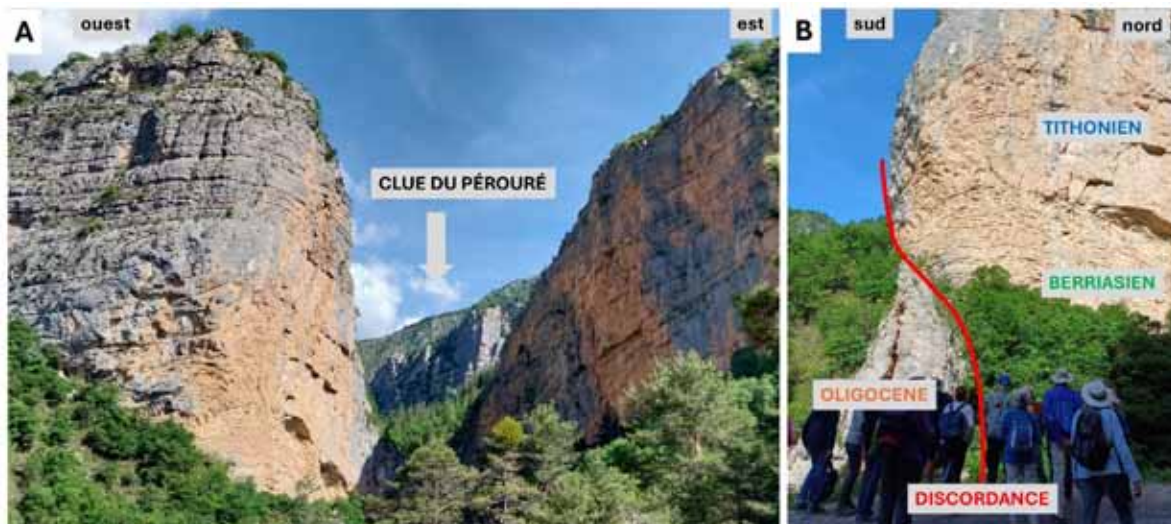


Fig. 15 **A** : Vue de la gorge du Bès à la clue du Pérouré. **B** : Détail de la discordance et de la série mésozoïque renversée.

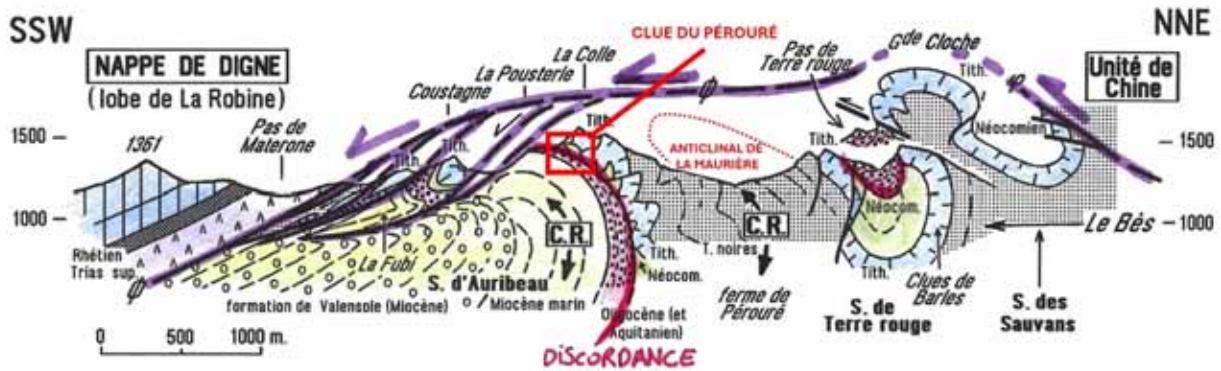
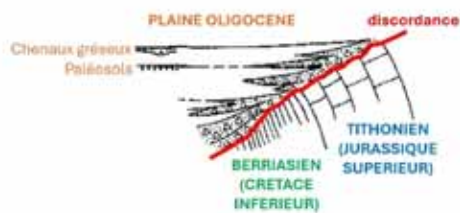


Fig. 16 : Coupe géologique de la demi-fenêtre de Barles, montrant des détails de sa structure en rive droite du Bès. (Source GEOL-ALP).

Cet anticlinal de Pérouré est en effet un pli anté-oligocène dont la charnière est tranchée en discordance par la surface de transgression oligocène dans les pentes du versant sud de la montagne, en rive droite du ravin du Rousset (voir la coupe interprétative globale en fin de page)

**A: DISPOSITION ANTE-OLIGOCÈNE :**  
(tectonique pyrénéo-provençale)



**B: DISPOSITION POST-OLIGOCÈNE :**  
(tectonique alpine)

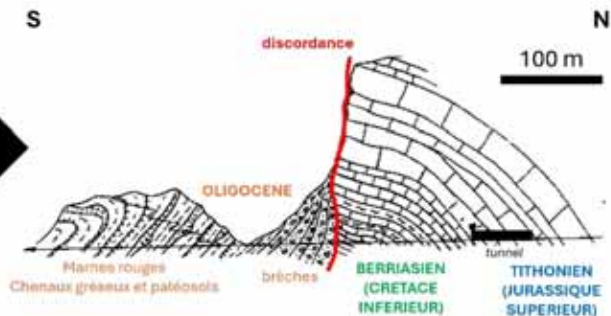


Fig. 13 : Illustration de la configuration anté et post plissement alpin. Dessin de Cl. Kerckhove (1983). Source GEOL ALP.

### Site des traces de pas d'oiseaux de la Javie :

Nous retournons au parking du Vélodrome, d'où part le chemin menant à celui-ci, c'est là qu'a été aménagée la dalle présentant les empreintes de pas d'oiseaux.

Parmi les principaux sites paléontologiques préservés et mis en valeur par la Réserve géologique de Haute-Provence, les empreintes fossiles d'oiseaux de la Javie occupent une place importante. Afin de sauvegarder ce précieux témoignage et de continuer à le faire découvrir au public, la Réserve a réalisé un moulage de haute qualité de ces étonnantes empreintes du passé.

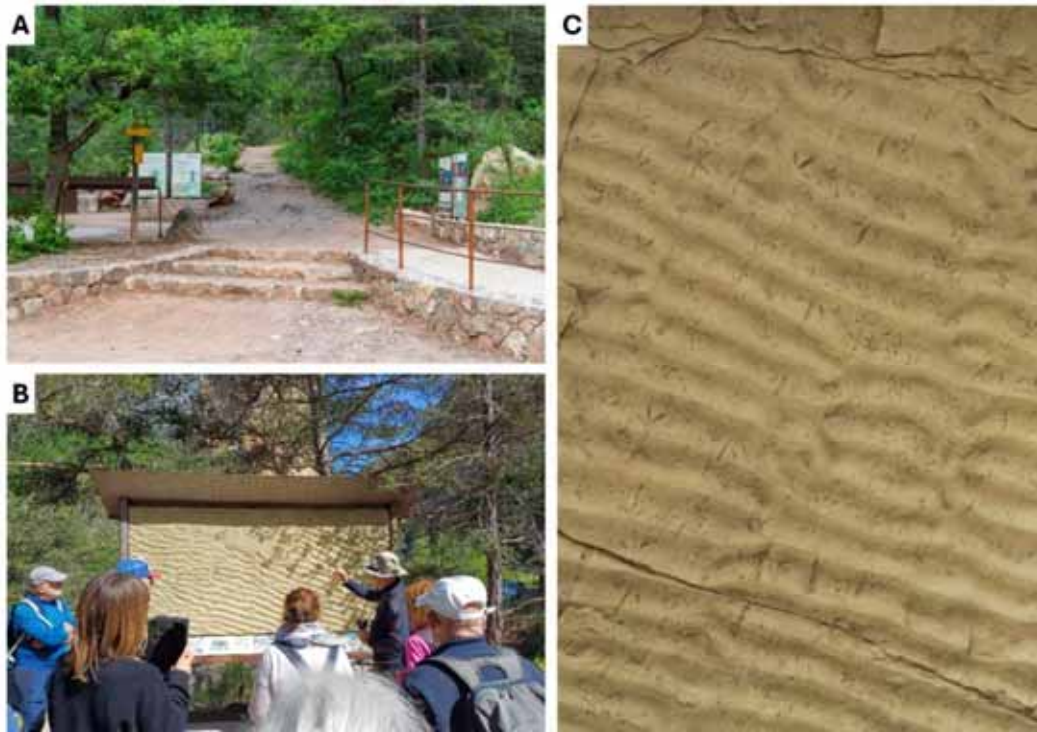


Fig. 14 : **A** : Le site aménagé avec le chemin menant au belvédère du Vélodrome. **B** : Agariens devant le moulage de la dalle présenté. **C** : Détails des rides de courants et des empreintes de pas d'oiseaux.

Ce site, datant du Miocène (il y a environ 20 millions d'années), se situe dans le bassin sédimentaire de Digne-Valensole, dont l'histoire est intimement liée à celle des chaînes alpines et à l'ouverture de la Méditerranée au sud.

À cette époque, le paysage était celui d'un golfe marin, l'extrémité orientale du golfe rhodanien, ouvert sur la Méditerranée, et limité au nord et à l'est par des terres émergées, qui constituaient les prémices des futures chaînes subalpines.

Parmi les objets géologiques rares présents dans ces formations de molasse marine figurent des dépôts de plages et d'estrans. Ces milieux, en raison de leur position à la frontière entre les environnements continentaux et marins et de leur dynamique, sont souvent mal préservés.

Dans la molasse d'Esclançon, on a identifié plusieurs sites contenant diverses plages et estrans fossiles dotés d'empreintes d'oiseaux. De plus, certains affleurements ont révélé des traces de déplacements et de terriers de crabes ainsi que des empreintes de gouttes de pluie.

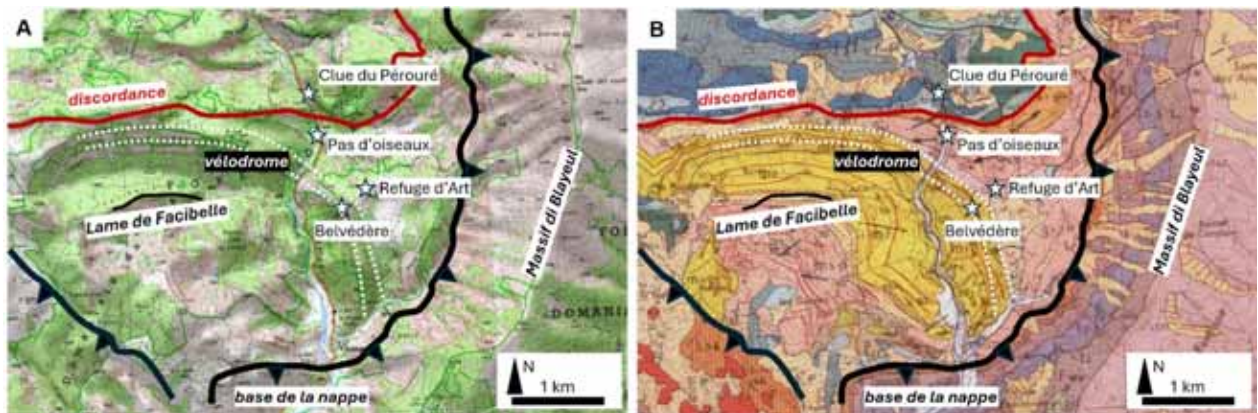


Fig. 19 : Localisation de la zone et des éléments observés autour de la clue du Pérouré et du Vélodrome.

## Belvédère du Vélodrome :

L'ascension vers le belvédère du Vélodrome, perché à plus de 1150 mètres d'altitude depuis le stationnement, s'avère assez ardue, nécessitant environ 3 heures pour un aller-retour et un dénivelé de 380 mètres.

Le chemin traverse des molasses rouges oligocènes, formées de marnes, de grès chenalisés et de calcaires à silex. Après plus d'une heure d'efforts, ponctuée d'observations géologiques, nous atteignons un plateau composé de marnes grises oligocènes, où se trouvent les vestiges du Vieil Esclangon et le refuge d'Art.

Ce refuge fait partie des sept structures conçues par Andy Goldsworthy, un artiste de renommée mondiale qui a imaginé un projet alliant art contemporain et préservation des patrimoines ruraux dans le cadre du Géoparc de Haute-Provence. Pour accéder à ce refuge, les randonneurs doivent en faire la demande auprès du Musée Gassendi.



*Fig. 20. A : Observations géologiques lors de la montée vers le refuge avec la cluse du Pérouré en arrière-plan. B : Unité gréseuse très grossière à la base montrant des stratifications entrecroisées au sommet affecté par des structures d'échappement de fluide appelés convolutes. C : Le refuge d'Art du Vieil Esclangon.*

## Panorama sur la nappe de Digne (massif de Blayeul) :

La montagne de Blayeul sépare les vallées de la Bléone et du Bès. Aujourd'hui infranchissable en empruntant une route carrossable, le massif était jadis traversé de chemins reliant les deux vallées. Son sommet culmine à 2189 m.

Du point de vue de la géologie, c'est un monoclin penté vers l'est constitué par des roches du Mésozoïque. Tout l'ensemble appartient à la nappe de Digne qui chevauche des terrains d'âge tertiaire.



Fig. 21 : Vue depuis le belvédère vers la montagne de Blayeuil

### Panorama sur le vélodrome :

Le terme "Vélodrome" a été choisi par les géologues pour décrire le relief saisissant sur la rive droite du Bès, visible depuis le petit sommet du Serre d'Esclangon, où un belvédère est aménagé. Cette formation impressionnante, qui s'est formée au niveau de la nappe de Digne, constitue un élément distinctif du paysage, contribuant à définir l'orientation des contraintes tectoniques. Néanmoins, son interprétation est complexe en raison des nombreux facteurs ayant pu influencer son évolution et sa forme finale, tels que l'existence de structures antérieures (comme des failles et des reliefs déjà présents), la présence de niveaux d'évaporites (qui facilitent les glissements) et une déformation polyphasée.

Traditionnellement, le Vélodrome est décrit comme un synclinal couché avec un axe courbe et s'étendant sur plusieurs kilomètres. Cependant, les processus ayant conduit à sa formation font encore l'objet de discussions. Les géologues se divisent principalement sur deux questions : d'une part, le calendrier de la déformation, c'est-à-dire si le plissement s'est produit pendant ou après le dépôt des sédiments qui le composent ; et, d'autre part, les facteurs influençant sa formation, notamment si la présence de roches évaporitiques (sels) a eu un impact sur son développement.



ainsi une vaste cuvette autour de Seyne, entourée de pentes plus escarpées. La vallée est recouverte de dépôts morainiques, favorables à l'agriculture.

A l'ouest, des marnes noires constituent le flanc du massif des Monges. La vallée traverse aussi des massifs de calcaires plus durs constituant la crête de Clabouréou. A l'est, la montagne de la Blanche est constituée d'un calcaire fin gris-clair du Crétacé.



Fig.24 : Vue sur l'impressionnante vallée glaciaire de Seyne-les-Alpes.

### **Dimanche 25 mai : Site de l'ichtyosaure :**

Ce matin, nous nous lançons dans une aventure fascinante en direction du site de l'ichtyosaure de La Robine-sur-Galabre. Après une marche d'1h30, avec un dénivelé de 190 mètres, nous atteignons ce lieu riche en histoire. L'aménagement autour de ce reptile marin nous invite à redécouvrir un monde oublié. Nous prenons le temps d'observer les marnes noires jurassiques, des robines, vestiges d'anciens fonds marins.

L'ichtyosaure de La Robine est l'un des premiers sites en Europe où un squelette a été conservé et protégé sur place. Âgé d'environ 185 millions d'années, il revêt un grand intérêt tant scientifique que pédagogique. Son nom dérive des mots grecs « ikhthus » (poisson) et « sauros » (lézard).



Fig. 25 : **A-** Les agariens sur le site de l'ichtyosaure de la Robine. **B-** Moulage du squelette fossilisé de l'ichtyosaure avec les os colorés pour mieux les situer sur l'original situé dans le chalet.

Bien qu'il présente des similitudes avec les poissons ou les mammifères marins, il s'agit en réalité d'un reptile qui vivait autrefois dans la mer recouvrant cette région.

Après sa mort, son squelette a été protégé par l'action d'un voile bactérien, tandis que la sédimentation sur le fond océanique n'a repris que plusieurs milliers d'années plus tard. La boue qui s'est accumulée a ensuite formé une gangue protectrice avant de se solidifier en roche.

## Paléogalerie de Salignac :

Nous terminons cette excursion géologique dans la région de Digne-les-Bains par un arrêt sur la route du retour à Salignac, en dessous de Sisteron, pour visiter le musée Paléogalerie. Paléogalerie est une association loi 1901 qui se destine à la valorisation et la diffusion grand public de fossiles et collections paléontologiques. Elle œuvre prioritairement à la valorisation de la collection Luc Ebbo, passionné de paléontologie, qui arpente depuis plus de quarante ans les collines et vallons du Sud-Est de la France.

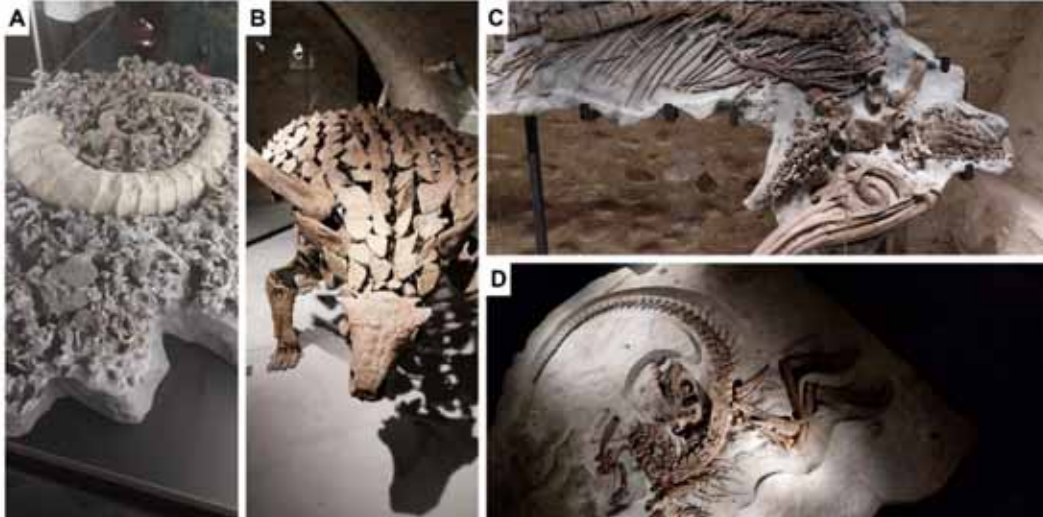


Fig. 15 : Quelques spécimens visibles dans la Paléogalerie : **A**- Un « cimetière marin » principalement constitué d'ammonites. **B**- "Ulysse", un squelette d'ankylosaure de 4m d'âge albien (110 millions d'années). **C**- Ichtyosaure, **D** - "Ernest", le cousin du Terex - Valanginien (130 millions d'années).

La collection Luc Ebbo provient en grande partie du bassin vocontien, une vaste zone marine qui s'étendait d'est en ouest des Alpes à la vallée du Rhône, et du nord au sud, de Marseille à Grenoble. Les roches qui constituent ces paysages se sont principalement formées durant le Crétacé, une période où le niveau marin était haut, il y a environ 100 millions d'années. Ces recherches ont permis de dévoiler une faune variée de vertébrés, jusqu'alors inconnue. Tous les principaux groupes de reptiles marins y sont représentés, y compris les ichtyosaures, les plésiosaures, les pliosaures, les crocodiliens et les tortues.

Fait surprenant, ces niveaux marins ont également révélé plusieurs squelettes complets ou presque complets de dinosaures. Ces spécimens incluent quatre grandes familles jusqu'alors méconnues dans le Crétacé basal de la France, et sont parmi les découvertes les plus remarquables en Europe.

Par exemple, un squelette d'ankylosaure de 4 mètres, datant de l'Albien (110 millions d'années), se distingue par son impressionnante armure protectrice faite de plaques osseuses. Cet ankylosaure est conservé à plus de 70 %, ce qui en fait le squelette le plus complet de ce type découvert en France.

De plus, un squelette juvénile de dinosaure du Valanginien (130 millions d'années), particulièrement bien préservé, avec un crâne complet à plus de 90 %, représente le premier squelette de dinosaure carnivore en trois dimensions trouvées en Europe.

Ainsi se conclut notre passionnante excursion géologique de trois jours dans les Alpes de Haute-Provence. Pendant cette aventure, nous avons suivi les pas des plus grands géologues français et internationaux, explorant un lieu emblématique de la géologie. Chaque lieu a été l'occasion de découvrir des formations impressionnantes comme le vélodrome de Digne. Nous repartons avec des souvenirs mémorables et nous en remercions Hervé Jacquemin qui nous a guidé durant ce séjour.

Geoffroy Musial

## Les Ecailles de Cabrières – le Pic de Vissou

Le but de la sortie était l'observation de l'extrémité orientale du versant sud du massif hercynien de la Montagne Noire, dénommée Ecailles de Cabrières, avant son recouvrement sous la plaine de l'Hérault à l'Est, ainsi que les minéralisations induites à la fin de l'orogénèse hercynienne. Ce secteur est constitué par le chevauchement de nappes de terrains sédimentaires du Dévonien au Carbonifère, dont il subsiste un flanc inverse culminant à 480m au Pic de Vissou et par un ensemble d'écailles dispersées autour de Cabrières qui sont interprétées comme des olistolites emballés dans les flyschs viséens, ou olistostromes.

Ces terrains reposent par un contact anormal sur une semelle schisteuse de l'Ordovicien inférieur qui aurait été rabotée puisqu'il manque le terme supérieur et le Silurien. Ces complications font que la représentation de certaines failles sur la carte géologique du BRGM est inexacte et doit être remplacée par des fronts de nappes avec les chevrons dirigés vers l'intérieur de la masse chevauchante. Cette tectonique, active pendant le Carbonifère, accompagne la naissance de la chaîne hercynienne.

Ce domaine est limité au Nord par un jeu de failles qui prolongent la faille des Cévennes et le séparent brutalement des terrains mésozoïques du cirque de Mourèze et du bassin permien du Lodévois. Il se présente au Pic de Vissou comme un relief en pente faible vers le nord et abrupt côté sud avec un léger pendage des couches vers le sud.

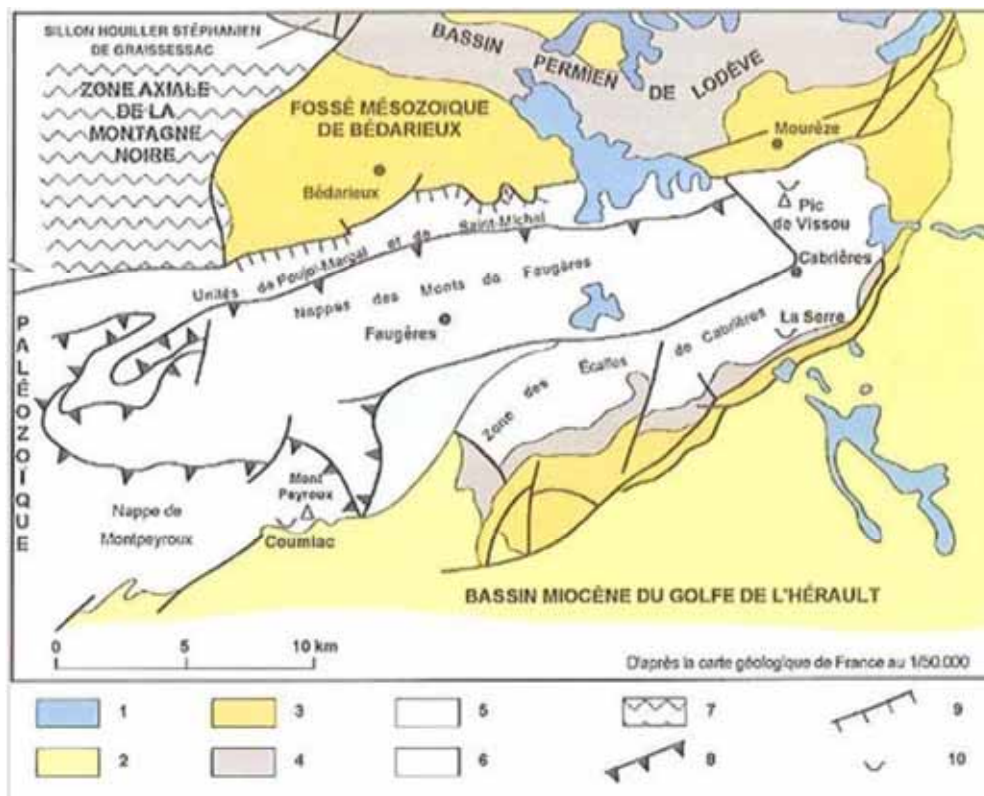


Fig.1 : Schéma géologique simplifié avec les grandes unités et les localisations citées dans le texte. 1 : Basalte 2 : Tertiaire, 3 : Mésozoïque, 4 : Permien & Stéphienien, 5 : Viséen, 6 : Nappes paléozoïques, 7 : Zone axiale à gneiss & granite, 8 : Base des nappes paléozoïques, 9 : Chevauchement pyrénéen, 10 : Carrière ou affleurement.

Les nappes et écailles de ce flanc méridional n'ont pas subi le métamorphisme de contact induit par la zone axiale, ni de déformations tectoniques postérieures importantes, ce qui fait que les fossiles ont pu se conserver dans de bonnes conditions et leur étude permet d'établir

une biostratigraphie fine faisant apparaître chaque modification de faune marine et de condition de sédimentation de la plate-forme continentale sur une très longue durée, du Cambrien au Carbonifère, soit 160 millions d'années. Ces césures biologiques et sédimentaires sont à l'origine de la définition des étages géologiques.

La Montagne Noire a ainsi trois points GSSP, symbolisés par des clous d'or sur l'échelle stratigraphique, placés à la transition exacte entre étages : **GSSP n°1** : transition Givétien-Frasnien à 385,3 Ma au Puech de la Suque dans la nappe de Montpeyroux, **GSSP, n°2** : transition Frasnien-Famennien à 374,5 Ma à Courniou, **GSSP n°3** : transition Famennien-Tournaisien à 359,2 Ma à la montagne de la Serre près de Cabrières. Notons que le point GSSP est indépendant de la définition des stratotypes qui sont les lieux qui ont permis de construire l'échelle stratigraphique, ici des sites belges.

Nous avons eu l'occasion de visiter en 2015, lors d'une sortie CERGA, AGAR, pilotée par Michel Gastou de la SAGA le site de la dalle à goniatites de Courniou et de voir à proximité le point GSSP n°2 de la transition Frasnien-Famennien dans le Dévonien supérieur

*(Voir pour le compte rendu de cette sortie et le complément d'information, le bulletin AGAR n°91 - mars 2016)*



*Fig. 2 Michel Gastou montrant le clou du point GSSP n°2 à Courniou*

Plus récemment, nous avons vu avec Denis Michel et Jean-Jacques Cornée, lors d'une sortie CERGA en 2023, le besoin de déplacer de 2m environ la position du point GSSP n°3 de la transition Famennien-Tournaisien au Puech de la Serre sur la commune de Cabrières, suite à de nouvelles recherches :

Initialement le point GSSP officiel retenu se situe entre les bancs calcaires 88 et 89, limite marquée par la disparition d'une espèce de conodonte. Mais, dès le début, le choix de cet inter-strate a fait l'objet de critiques qui ont agité la communauté scientifique et des équipes internationales sont venues remettre en question ce choix. Jean Jacques Cornée du CNRS à Montpellier et son équipe ont creusée une tranchée de part et d'autre du point GSSP pour établir un levé fin de la stratigraphie de cette coupe.

Sur la photo suivante, au-delà d'une couche argileuse à conglomérat de 2 mètres on retrouve deux strates semblables 73 et 72 où cette unique espèce peu représentative a été retrouvée. Elles appartiennent donc encore au Famennien et le point GSSP devrait être déplacé au-delà. L'avantage de cet emplacement est qu'il se trouve au contact direct de la discontinuité de Hangenberg, matérialisée par une couche argileuse noire (C'est une phase d'extinction d'espèces, pour mémoire, l'événement Hangenberg a été précédé par une autre crise lors de la transition Frasnien-Famennien où l'on voit disparaître une population de goniatites, c'est l'événement Kellwasser que l'on voit à Courniou). Il se situe à la charnière entre une phase de régression et une phase de transgression et il est ainsi plus représentatif d'une rupture essentielle.



Fig. 3 : Vue de la tranchée et des bancs 88-89 à gauche, le nouveau point GSSP pourrait être après les bancs 72-73, sous le niveau HBS 68. C'est l'objet d'une demande de révision en cours auprès du Comité International de la Stratigraphie, instance chargée de valider les points GSSP (photo J.J. Cornée).

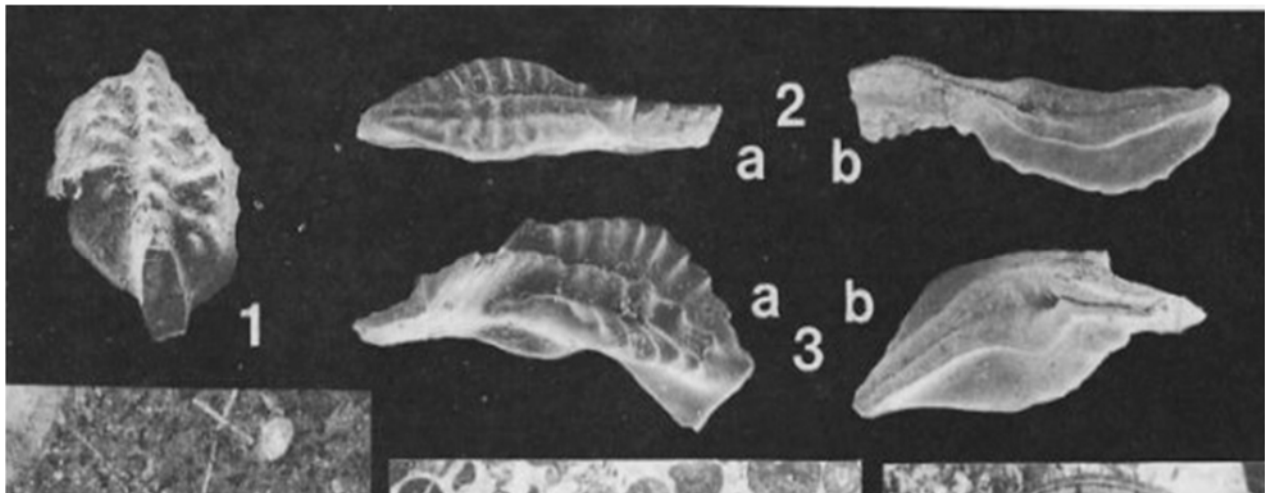


Fig. 4 : La limite Dévonien-Carbonifère coïncide, selon les recommandations du Groupe de travail concerné du Comité International de Stratigraphie, avec l'apparition du conodonte *Siphonodella sulcata*. (Illustration 3a et 3b. Les conodontes sont des marqueurs précis pour la période du Cambrien au Trias, où ils disparaissent.

Nous évoquerons un peu plus loin au cours de la journée, des découvertes récentes concernant la faune de l'Ordovicien et leur importance pour établir l'aire paléogéographique de l'époque.

## Le Pic de Vissou

Un arrêt préalable au milieu du vignoble qui s'étend au pied du pic de Vissou est le moment d'observer la géologie particulière du secteur qui se présente aujourd'hui dans le paysage comme un puzzle de terrains d'âges différents.



Fig. 5 : Membres de l'AGAR et du CERGA devant le Pic de Vissou, à leurs pieds affleure un dôme magmatique d'Andésite d'âge Dévonien.

A l'origine, il n'en était pas ainsi, les sédiments se déposaient couches après couches sur une plate-forme maritime en bordure d'un continent en formation, le Gondwana, qui se trouvait il y a 480 Ma vers le pôle Sud. Le resserrement progressif de ce bassin océanique au cours du Primaire conduira à sa fermeture au Carbonifère et à la collision des plaques continentales donnant naissance à la chaîne Hercynienne.



Fig. 6 : Situation de Cabrières à l'Ordovicien.

A Cabrières, le Cambrien n'affleure pas et les terrains Ordoviciens sont les plus anciens qui se repèrent dans le paysage car ils forment le fond de vallée et sont recouverts par le vignoble. Ils ont un aspect schisteux et flyschöïde parce que ce sont des matériaux détritiques issus d'une érosion continentale proche qui ont été enfouis en profondeur dans le bassin subsident d'une mer froide qui s'est révélée être une oasis de vie.

Depuis quelques années les paléontologues font des découvertes majeures dans l'Ordovicien de Cabrières, car la conservation des fossiles s'y avère exceptionnelle avec préservation de tissus mous, de vers, d'arthropodes, d'éponges, d'algues, etc. C'est un des meilleurs sites mondiaux pour cette période avec un nombre de taxons identifiés considérable, près d'une centaine à ce jour.

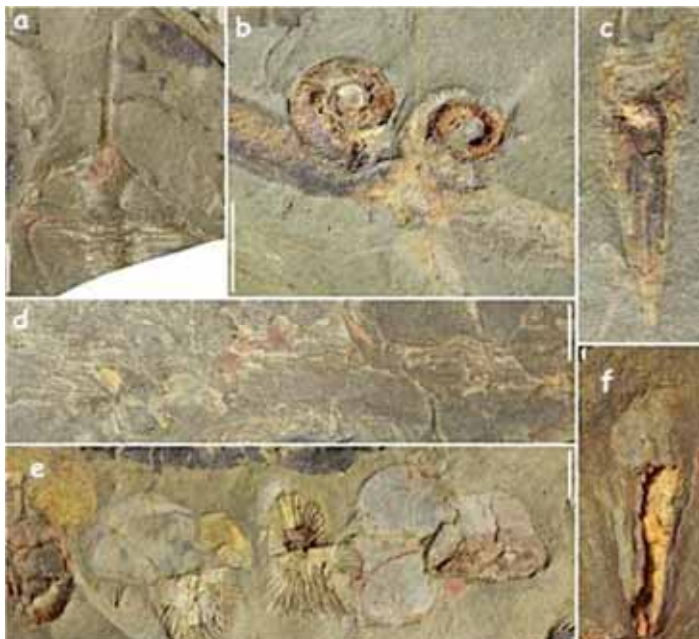
Les résultats obtenus à Cabrières par des équipes internationales ont été publiés dans la revue *Nature Ecology & Evolution* | Volume 8 | April 2024 | 651–662. Co-auteur : Bertrand Lefebvre, paléontologue à l'Université de Lyon. Soulignons que la découverte du gisement remonte à plusieurs années par un couple de paléontologues amateurs, Sylvie et Eric Monceret.

L'explication de cette abondance est liée au facteur climatique de l'époque. Avec sur Terre des températures supérieures de 10°C à celles d'aujourd'hui, les eaux froides du pôle Sud ont joué le rôle d'oasis pour de nombreuses espèces mêlées du Cambrien à l'Ordovicien, montrant un passage en douceur entre ces deux périodes.



*Fig. 7 : Reconstitution artistique de la faune de Cabrières à l'Ordovicien. Au premier plan, une rangée d'Ampyx (trilobites) et divers organismes abîmés, dont des brachiopodes et un hyolith (coin inférieur gauche). Derrière les trilobites, un lobopodien, un chélicérate, des cnidaires (bleu), des éponges (vert), des algues fines et ramifiées (rouge et vert) et des tubes hémichordés (violet), ainsi que quelques mollusques.*

Source : in <https://www.pourlascience.fr>  
Restitution de l'écosystème ordovicien correspondant au lagerstätte de Cabrières. Christian McGall (Prehistorica Art), extrait de la publication Saleh F. et al. *Nat Ecol Evol* 2024 (open access CC-BY 4.0)



*Fig. 8 : Biomineralized taxa of the Cabrières Biota. a, Trilobite of the genus Ampyx (UCBL-FSL713598). b, Gastropods associated with a tube-like structure, probably the conulariid Sphenothallus (UCBL-FSL713599). c, Biomineralized conulariid cnidarian (UCBL-FSL713600). d, Articulated brachiopods attached to a possible leptomitid sponge (UCBL-FSL713601). e, Assemblage formed of articulated brachiopods (centre), flattened carapaces probably of bivalved arthropods (centre left and right) and a calymenine trilobite cranidium (left; UCBL-FSL713602). f, A hyolith with possible internal organs (UCBL-FSL713603). Scale bars represent 4mm in a and e, 1 cm in b and d, 5 mm in c, and 2 mm in f*

La sédimentation schisto-gréseuse provient de l'érosion continentale et prend un caractère flyschöïde qui accompagne les variations de profondeur du bassin. La série complète fait plusieurs centaines de mètres - au moins 300 m pour l'Ordovicien inférieur, seul présent à Cabrières.

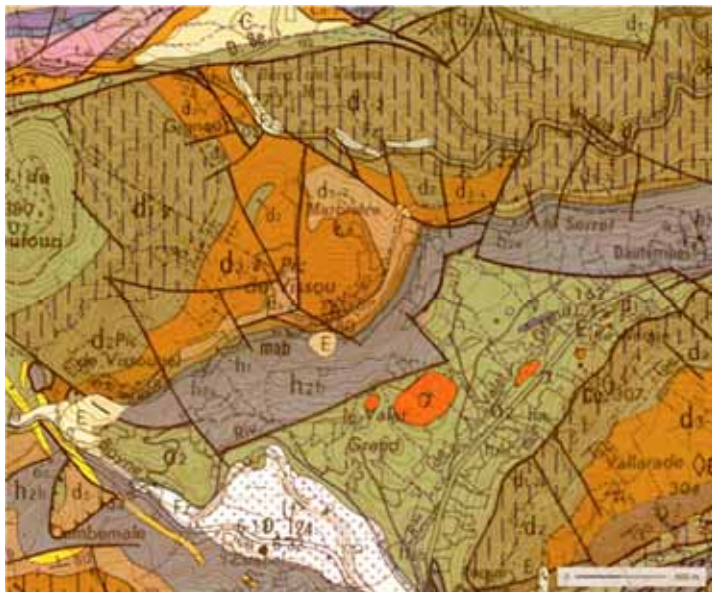
Le Silurien, qui se termine à 416Ma, est marqué par un épisode boule de neige de la Terre. Cette glaciation, due à la dérive du Gondwana sur le pôle Sud entraîne une extinction de masse. Sous la carapace de glace, l'érosion est peu active. Absente au nord, la série gréseuse à Graptolites est épaisse de 40 m environ au sud de Cabrières.

Le Dévonien, transgressif sur l'Ordovicien inférieur, forme une série complète carbonatée gréseuse. Le Dévonien inférieur, gréseux et dolomitisé à la base, devient un calcaire massif à chailles de silex. Au Dévonien moyen, des calcaires amygdalaires à encrinites se déposent. Les bancs sont séparés par des lits argileux signalant des apports argilo-sédimentaires venus d'un continent proche. La nodularisation de certains niveaux traduit une forte agitation. La faune devient abondante. C'est dans ce niveau que se situe la carrière de marbre que nous allons visiter à la transition Eifelien-Givetien.

Le Dévonien supérieur est encore carbonaté, dans un contexte plus instable, extinction de faune au Frasnien et au Famennien, calcaires griottes. Ce niveau peut s'observer au pied de la falaise sud du Vissou où un début d'extraction est visible.



*Fig. 9 : Le passage au Carbonifère est continu avec un approfondissement du bassin sédimentaire et la rupture de pente est favorable à un phénomène d'up-welling faisant remonter un zooplancton de foraminifères à test siliceux à l'origine de l'apparition des lydiennes siliceuses du Tournaisien, à partir de 359 Ma. Elles se présentent en feuillets centimétriques d'une roche noire et brillante, à nodules phosphatés gris qui ont parfois été exploités*



*Fig. 10 Carte géologique, BRGM à 1/50.000<sup>e</sup>, feuille Lodève La notice de la carte géologique du BRGM contient une coupe reconstituée du Pic de Vissou. Elle est reproduite ci-contre, complétée par une chronologie des événements évoqués ci-dessus dont celle de l'évolution du vivant, à terre et en mer, au cours du Primaire.*

Coupe reconstituée et modifiée du Pic de Vissou  
d'après carte BRGM 1:50 000ème

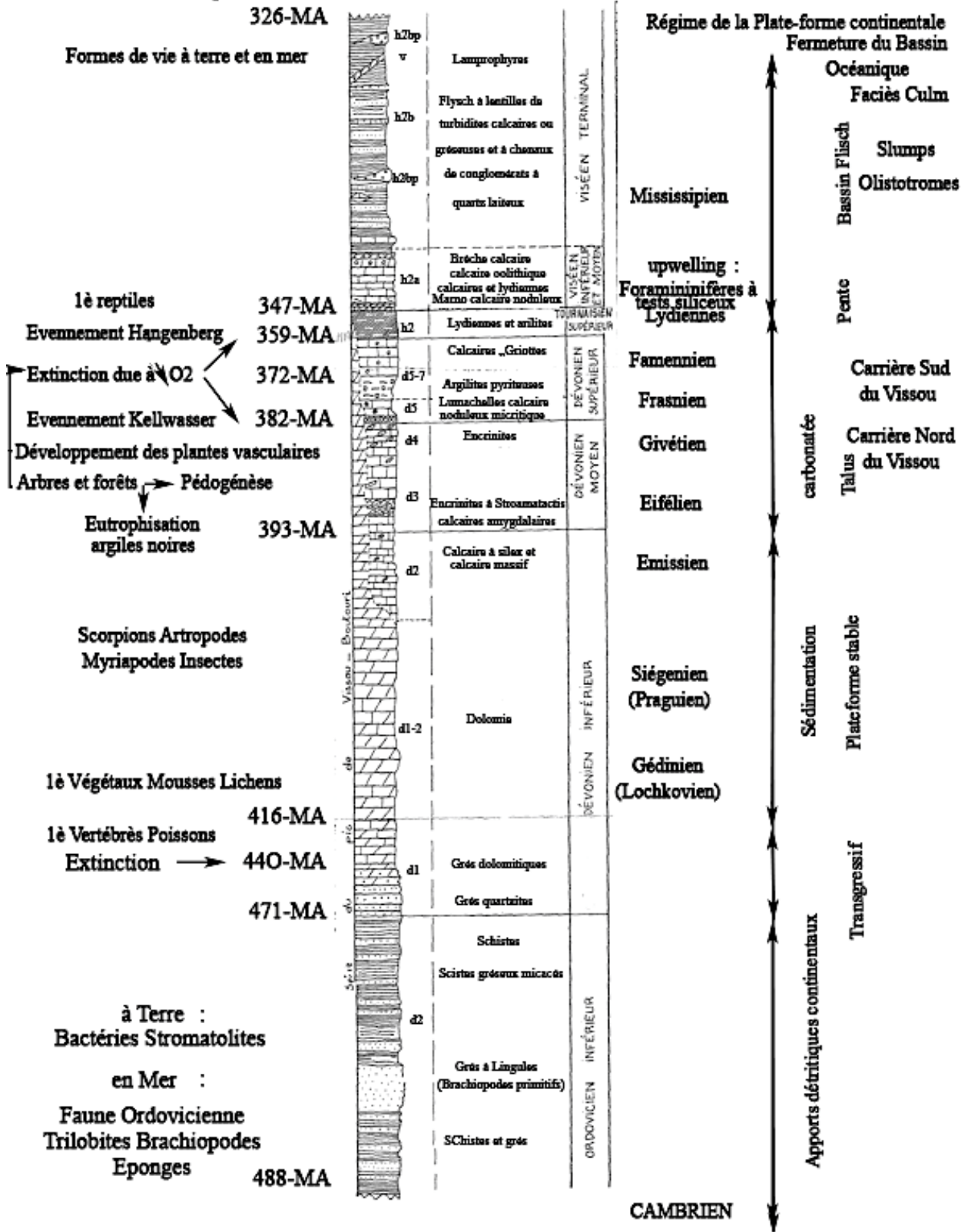


Figure 11 : coupe reconstituée du Pic de Vissou

Ensuite, l'émersion de reliefs continentaux alimente le bassin viséen pendant l'orogénèse hercynienne causée par une collision entre plaques. Le serrage du bassin entraîne les plis et les nappes qui vont chevaucher la zone axiale et recouvrir l'avant pays autochtone. Ce sont les lambeaux de ces nappes et écaillés que l'on voit dans le paysage aujourd'hui, grâce à l'érosion des terrains superficiels. Avec l'aide de la carte géologique du BRGM, nous allons identifier les unités géologiques qui s'offrent à nous.

En résumé, nous nous trouvons au pied du Pic de Vissou dans une plaine plantée en vignoble sur des terrains schisteux, qui appartient à l'Ordovicien, des affleurements sont visibles le long des fossés.

En face de nous, le talus de la cuesta est occupé par le Carbonifère inférieur dont la base est en contact anormal sur l'Ordovicien raboté et peut-être lui-même charrié.

La falaise et le flanc abrupt forment une semelle de calcaire compact à faible pendage structural vers le sud, représentant le Dévonien. La carrière de marbre de Mourèze qui n'est plus en exploitation se situe en arrière, un peu au-dessus du col visible à droite.

Si on établit une coupe, on voit bien que l'on a affaire à une séquence inversée du Dévonien au Carbonifère inférieur, reposant par contact anormal sur l'Ordovicien, comme le montre le schéma suivant.

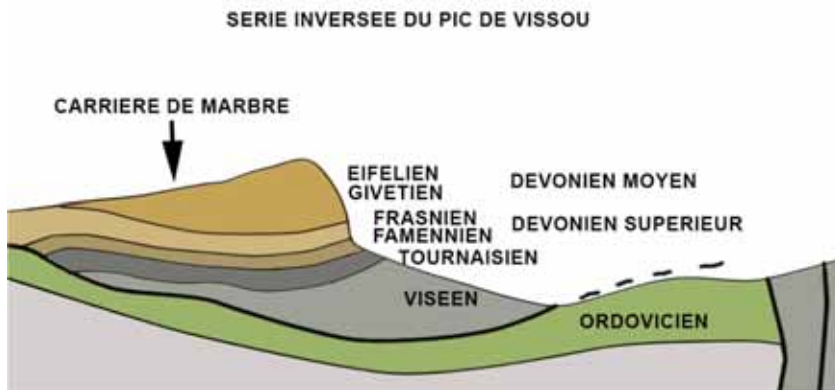


Fig. 12 Coupe simplifiée du Pic de Vissou

Un photomontage d'au-dessus le petit col à l'Est du pic, montre les limites de terrains dans la plaine viticole avec une des écaillés de Cabrières en fond. Un affleurement d'andésite forme un petit dôme. Au premier plan, calcaires à crinoïdes et silex.



## La carrière de marbre de Mourèze.

Elle est accessible depuis la piste qui monte au sommet, à 500m environ de la route.



L'intérêt de cette carrière est d'offrir une coupe d'une vingtaine de mètres de haut dans les séries de l'Eifelien et du Givetien. L'abandon de nombreux blocs découpés offre aussi un échantillonnage de différents fossiles avec des figures sédimentaires variées.

En géologie verlan, puisqu'il faut lire les strates à l'envers, le Givétien représente une hauteur de 16 mètres à la base et ce qui reste de l'Eifelien supérieur, 6,5 mètres, ce qui place la transition entre les deux étages vers la partie supérieure de la carrière.



Cette carrière a fait l'objet d'une étude stratigraphique détaillée par Raymond Feist du CNRS de Montpellier suivant la coupe ci-jointe rétablie dans l'ordre chronologique :

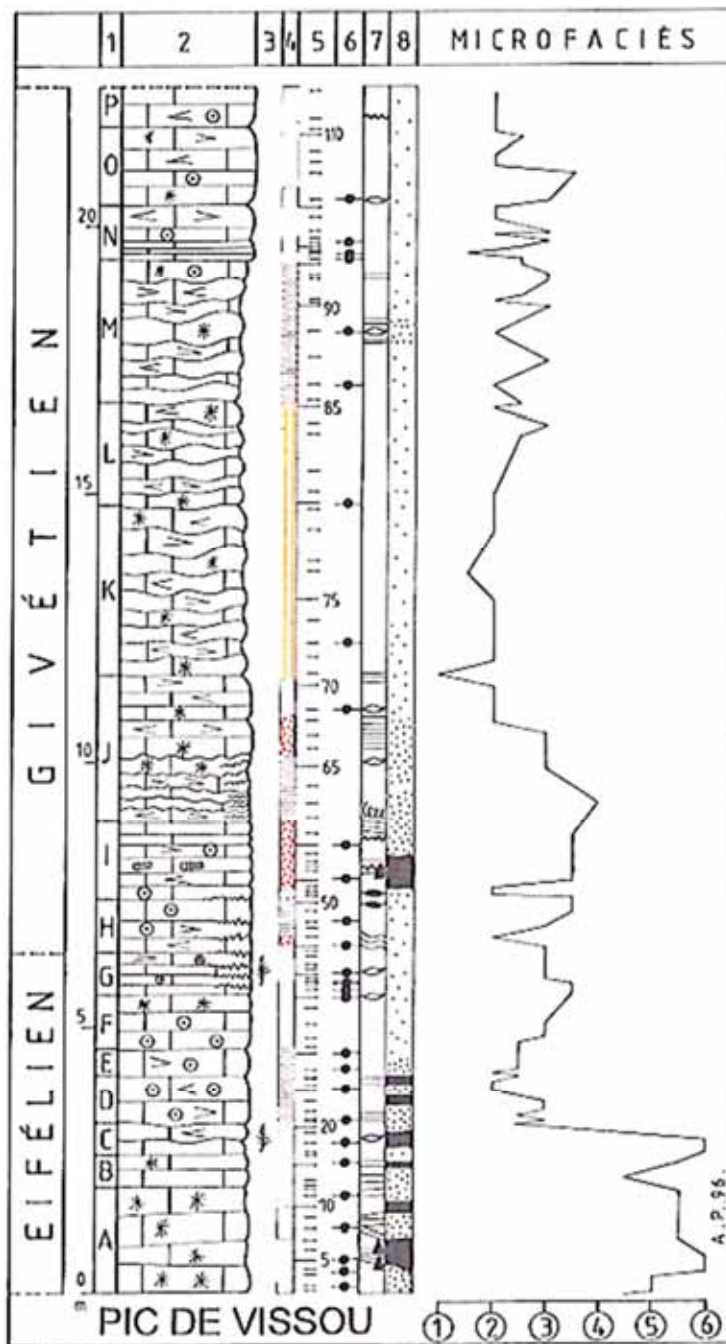


FIGURE 2A

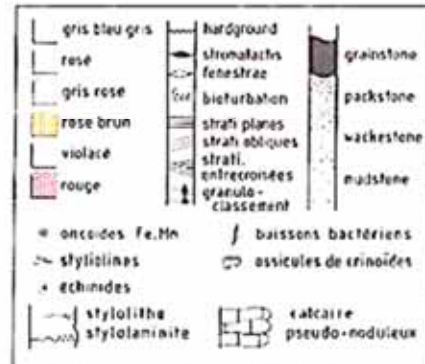
Coupe lithologique (colonne 2) avec les principales unités reconnues par FEIST (1990) (colonne 1), localisation des principaux buissons bactériens (colonne 3), échelle des lointes des faciès (colonne 4), localisation des lames minces (colonne 5), des échantillons récoltés pour l'étude des ostracodes (colonne 6), principales structures sédimentaires (colonne 7), principales textures (colonne 8), et analyse séquentielle basée sur la séquence standard des six microfaciès (colonne MICROFACIÈS).

Lithological succession (column 2) with main units recognized by FEIST (1990) (column 1), position of main microbial bushes (column 3), colours of facies (column 4), position of thin sections (column 5), of ostracod samples (column 6), main sedimentary structures (column 7), main textures (column 8), and sequential analysis based on the microfacies standard sequence (column MICROFACIÈS).

FIGURE 2b

Légende des principaux symboles utilisés dans la Figure 2A.

Legend of main symbols used in Figure 2A.



Les microfaciès de 1 à 2 indiquent des variations de profondeur sous la limite d'action des vagues sur une rampe externe avec pour le 1 une granulométrie type mudstone et wackestone argileux et pseudo-nodulaire par processus de pression-dissolution, faune de styliolines, tentaculidés, échinides, ostracodes, rares trilobites et ammonoïdés. Le microfaciès 2 est à structures laminaires millimétriques avec de nombreuses figures tourbillonnaires de bioturbation, les styliolines sont abondantes.

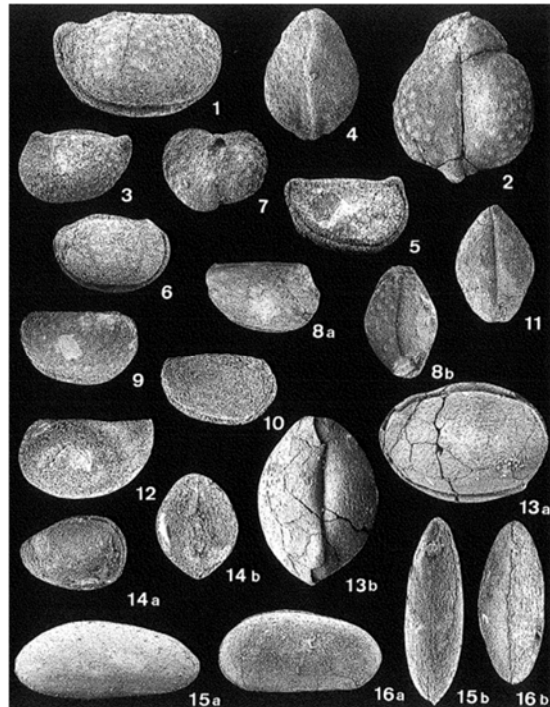
Les microfaciès 3 à 4 soumis à l'action des tempestites avec une granulométrie en grainstone et packstone contiennent des bioclastes de styliolines, ostracodes, échinides et à encroûtements ferrugineux. Les microfaciès 5 et 6 signent la présence d'un haut-fond en milieu ouvert avec remaniement des communautés d'échinides et bryozoaires.

En résumé, la séquence qui se lit maintenant à l'envers est celle d'une transgression du niveau marin.

Les blocs épars permettent d'observer la faune marine et l'aspect des microfaciès, plus facilement que sur les falaises, on remarque en particulier l'abondance de goniatites et l'aspect pseudo-nodulaire par processus de pression-dissolution.



A la suite de Raymond Feist, une équipe belge a étudié et publié la population d'ostracodes de la carrière qui représente une quarantaine d'espèces dont 6 nouvelles : *Ostracodes et sédimentologie au passage Eifélien/Givétien dans la marbrière du Pic de Bisssous (Montagne Noire, France) par Jean Georges Casier et Alain Prétat - Elf Aquitaine Production 1996.*



- Fig. 1. — *Ampuloides mourezensis* nov. sp., Holotype. PB22. IRScNB n° b3033. Vue latérale droite : x 80.  
*Right lateral view.*
2. — *Ampuloides mourezensis* nov. sp. Paratype C. PB22. IRScNB n° b3036. Vue dorsale : x 80.  
*Dorsal view.*
3. — *Ampuloides mourezensis* nov. sp., Paratype B. PB69. IRScNB n° b3035. Vue latéral gauche : x 62.  
*Left lateral view.*
4. — *Ampuloides mourezensis* nov. sp. Paratype D. PB55. IRScNB n° b3037. Vue ventrale : x 82.  
*Ventral view.*
5. — *Ampuloides mourezensis* nov. sp. Paratype E. PB22. IRScNB n° b3038. Vue interne : x 60.  
*Internal view.*
6. — *Ampuloides mourezensis* nov. sp. Paratype A. PB22. IRScNB n° b3034. Vue latérale droite : x 60.  
*Right lateral view.*
7. — *Ampuloides mourezensis* nov. sp. PB22. IRScNB n° b3058. Vue postérieure d'un fragment de carapace : x 70.  
*Posterior view of a broken carapace.*
8. — *Ampuloides vissouensis* nov. sp. Paratype A. PB22. IRScNB n° b3040. Vue latérale droite (8a) et vue ventrale (8b) :  
x 82.  
*Right lateral view (8a) and ventral view (8b).*
9. — *Ampuloides vissouensis* nov. sp. Holotype. PB40. IRScNB n° b3039. Vue latérale droite : x 85.  
*Right lateral view.*
10. — *Ampuloides vissouensis* nov. sp. Paratype B. PB22. IRScNB n° b3041. Vue latérale droite : x 100.  
*Right lateral view.*
11. — *Ampuloides vissouensis* nov. sp. Paratype C. PB29. IRScNB n° b3042. Vue dorsale. x 85.  
*Dorsal view.*
12. — *Ampuloides* sp. PB18. IRScNB n° b3059. Valve gauche : x 62.  
*Left valve.*
13. — *Newsomites* nov. sp. A, aff. *multicavus* ROZHDESTVENSKAJA, 1972. PB37. IRScNB n° b3060. Vue latérale droite (13a) et  
dorsale (13b) d'une carapace : x 60.  
*Right lateral view (13a) and dorsal view (13b) of a carapace.*
14. — *Newsomites* sp. A, aff. *notabilis* (PCLENOVA, 1955). PB87. IRScNB n° b3061. Vue latérale droite (14a) et dorsale (14b)  
d'une carapace : x98.  
*Right lateral view (14a) and dorsal view (14b) of a carapace.*
15. — *Cytherellina* sp. A BECKER, 1989. PB30. IRScNB n° b3062. Vue latérale droite (15a) et dorsale (15b) d'une carapace :  
x 50.  
*Right lateral view (15a) and dorsal view (15b) of a carapace.*
16. — *Cytherellina* sp. B. PB37. IRScNB n° b3063. Vue latérale droite (16a) et dorsale (16b) d'une carapace : x 50.  
*Right lateral view (16a) and dorsal view (16b) of a carapace.*

-----

On observe que la teinte rouge à rosé des différents niveaux se fait par bandes dans la matrice de dépôt. Cette coloration paraît provenir de la présence de niveau d'argilites rouges diffusant dans les niveaux calcaires suivant un processus étudié par Denis Michel dans le Dévono-Dinantien du Serre de la Suque, suivant le schéma ci-après :

Les observations de terrain, l'étude des lames minces de roches prélevées à divers niveaux de la série sédimentaire, et le raisonnement ont permis de conclure que dans la situation géologique présente, c'est la quatrième hypothèse (page 23) qui doit être retenue pour expliquer l'origine des alternances de l'ensemble des formations du dévono-dinantien de la Montagne Noire : sédimentation biogénique continue auquel se surimposent à intervalles pouvant être réguliers (quelques milliers d'années) des épandages de matériel argilo-ferrugineux détritique allochtone, sorte de mini-flysch provenant nécessairement du sommet du talus continental. Deux phénomènes orogéniques continus : apport de sédiments argilo-détritiques sur le talus continental + augmentation progressive des pentes induit des événements discontinus (décharges des argilites dans le bassin sédimentaire) qui conjugué au processus de sédimentation biogénique également continue, mais de flux variable (nous verrons cela plus loin) aboutit à la formation des alternances largement répandues dans ce type de contexte paléogéographique.

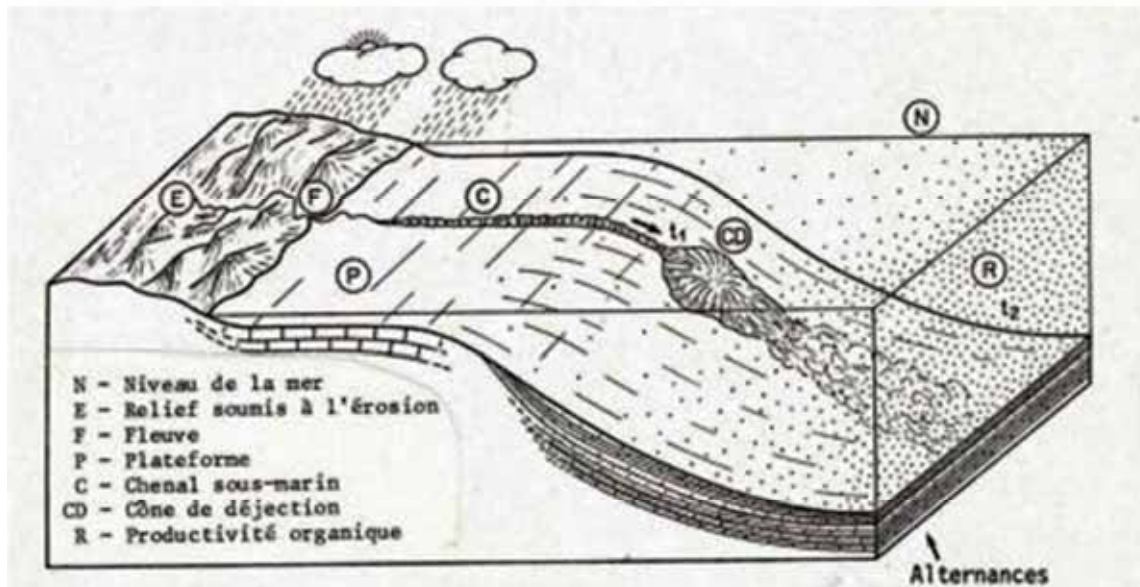
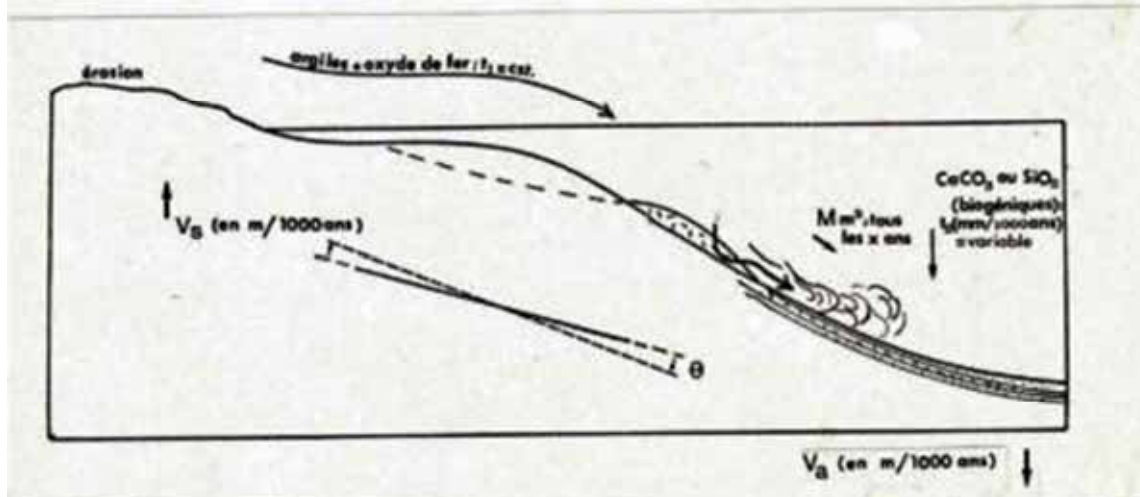


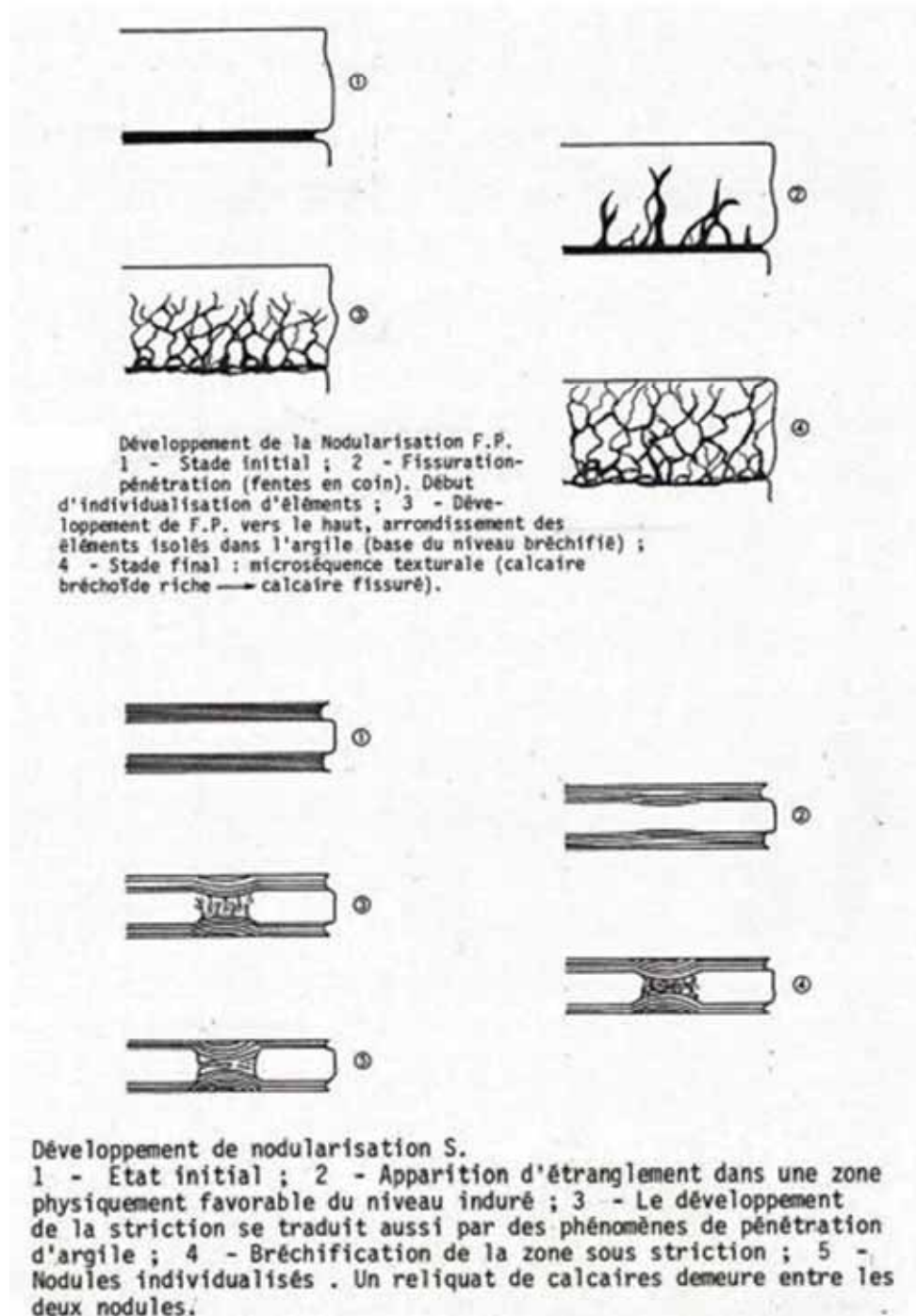
Fig. 102 . Paléogéographie sommaire de la Montagne Noire au Tournaisien.



Processus de mise en place des alternances (matériel argilo-détritique - sédiment biogénique) dans la Montagne Noire au Tournaisien, sous les effets combinés de la sédimentation biogénique continue, de l'accumulation des matériaux détritiques sur les pentes du talus continental et du basculement tectonique.

## Deux types de nodularisation :

- Fragmentation et pénétration d'argile (F.P.)
- Striction (S.)



*Extrait du compte rendu de la sortie sédimentologique en Montagne Noire (Puech de La Suque (Saint-Nazaire-de-Ladarez, 34, F.) et La Serre (Cabrières, 34, F) par Denis Michel avec le CERGA*

Il semble que ce soit ce même schéma de nodularisation et de fragmentation-pénétration qui est mis ici en œuvre à la carrière de marbre.

La suite de la visite nous mène près du sommet du Pic de Vissou pour un panorama sur les unités géologiques qui nous entourent et dont la diversité et l'intérêt pour la recherche justifient la demande en cours d'inscription au patrimoine géologique mondial de l'Unesco par les communes concernées.



Fig. 13 Falaise du Pic de Vissou et les Ecailles de Cabrières



Fig 14 : Accès au Pic de Vissou



Fig 15 : vue générale du Pic Vissou

### Le district minier métallurgique de Cabrières

La matinée avait été consacrée à la découverte de l'archéo-métallurgie du site minier de Cabrières.

L'intense fracturation tardi-hercynienne des Ecailles de Cabrières a favorisé la mise en place de filons de quartz et barytine orientés N45°, N125°, N90°, minéralisés en cuivre parfois argentifère. Ces minéraux ont fait l'objet d'une exploitation à diverses époques rendant difficile la lecture de l'histoire minière, le remaniement des stériles ayant mélangé les artefacts.

A partir de 1979, une équipe, constituée autour de Paul Ambert - chargé de recherche au CNRS de Montpellier - découvre la mine de la Vierge proche de Cabrières, et met en évidence une activité d'extraction, de traitement mécanique du minerai et de métallurgie datant de l'âge du bronze. Depuis, les découvertes se sont enchaînées sur le Pioch Farus et ont confirmé l'importance du site et son exploitation dès le Chalcolithique ancien avec un âge le plus ancien qui remonte à 4310 +/- 75 BP.

Aujourd'hui, les recherches se poursuivent avec l'ACAC, une association qui se consacre à la mise en valeur du site de Pioch Farus, et dont le président Noël Houllès nous guidera lors de cette première partie de l'excursion. Nous visiterons des entrées de galeries qui ont été dégagées sur le secteur de la Roussignole et du Pioch Farus et ce qui a été récemment mis au jour, un four de réduction du minerai gallo-romain.



Fig. 16 Visite d'une entrée de mine avec des traces d'abattage du minerai par le feu.



Fig. 17 Secteur de la Roussignole et fouille d'un four de réduction du minerai en premier plan

Le minerai de cuivre de Cabrières sous la forme chalcopryrite, malachite, cuivre gris ou tétraédrite ( $\text{Cu}^{++}\text{-Ag, Zn, Fe}_{12} \text{Sb}_{14} \text{S}_3$ ), contient un taux élevé d'antimoine, 10 à 20 %, un peu d'argent, 2 %, faible pourcentage d'arsenic et zinc, le plomb étant quasi absent.

Le minerai brut était concassé à l'aide de broyeurs, galets à cupules, lavé, puis grillé ou réduit pour concentrer le minerai, en abaissant les teneurs en antimoine et arsenic et éliminant le zinc. Dans la réalité, les traitements ont pu être plus complexes en fonction des époques et du métal recherché. Par exemple l'argent a pu être recherché à l'époque gallo-romaine et au Moyen-âge pour frapper des pièces de monnaie. On a aussi établi expérimentalement que la tétraédrite combinée avec la pyrargyrite  $\text{AgSbS}_3$  permettait d'obtenir un alliage cuivre-antimoine-argent qui fondait beaucoup mieux que du cuivre pur. On obtenait les qualités du bronze plusieurs siècles avant l'apparition de celui-ci, l'étain étant remplacé par l'antimoine et l'argent.

En résumé, la métallurgie de Cabrières s'insère dans un réseau de districts miniers qui ont maillé la région de la Montagne Noire aux Cévennes, à différentes époques, et les outils d'analyse par spectrographie aux rayons X permettent d'identifier les aires de distribution et les périodes de production en s'appuyant sur le matériel archéologique lorsqu'on le trouve en place.

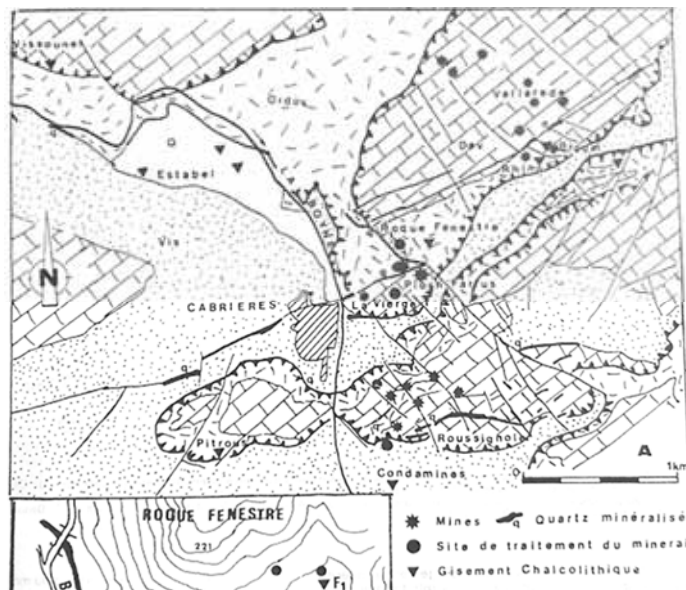


Fig. 18 : Carte des sites préhistoriques d'extraction et de métallurgie du cuivre par Paul Ambert (Bulletin de la Société Préhistorique Française t92, n°4, 1995, pp 499-508)

Michel Raulet



## Table des matières

Éditorial .....	2
COMPTES RENDUS DE NOS ACTIVITÉS .....	3
<b>Conférence de Violaine Sautter sur les météorites .....</b>	<b>3</b>
<b>La faille d'Alès ? .....</b>	<b>10</b>
<b>Le Trias lagunaire au nord d'Alès .....</b>	<b>16</b>
<b>Voyage à Digne-les-Bains .....</b>	<b>32</b>
<b>Les Ecailles de Cabrières – le Pic de Vissou .....</b>	<b>47</b>

### L'Association Géologique d'Alès et de sa Région (A.G.A.R.)

L'AGAR est une association scientifique, qui s'est fixée comme objectifs, l'étude géologique de la région, la diffusion de la culture géologique, la participation à la sauvegarde et la protection du patrimoine géologique régional.

L'AGAR organise diverses activités : Sorties géologiques, réunions sur des thèmes géologiques ; manifestations de vulgarisation scientifique ; aide à l'enseignement et à la diffusion de la géologie ; réalisation de documents géologiques ; inventaire des sites à caractères pédagogiques.

#### Important :

L'AGAR n'est pas une association de chercheurs de minéraux et fossiles.

Nous rappelons que les membres de notre association limitent les récoltes d'échantillons à la constitution ou l'enrichissement de collections publiques ou privées en procédant à des échanges normaux et sans trucages. Ils ne sauraient participer à l'organisation d'aucune forme de commercialisation d'échantillons. Sur le terrain, ils pratiquent des prélèvements raisonnables qui n'épuisent pas le gîte et ne gênent pas les observations ultérieures.

Le non-respect de ces dispositions constitue un motif d'exclusion de l'association.

#### Cotisation annuelle

Individuel : 25 €      Couple : 31 €      Étudiants : 16 €

#### BULLETIN d'adhésion à l'AGAR à recopier et à retourner à :

AGAR : 6, av. de Clavières — 30319 — Alès cedex ou par mail à [contact@geolales.net](mailto:contact@geolales.net)

Nom : ..... Prénom : .....

Adresse : .....

Code postal : ..... Ville : .....

Tél. : ..... e-mail : .....

Parrains (2)

Nom	Prénom	Date et signature
-----	--------	-------------------

.....

.....

Les personnes qui n'auraient pas de parrains peuvent prendre contact avec l'association

-----  
Association Géologique d'Alès et de sa Région : 6, avenue de Clavières, 30319 Alès cedex

Siret 495 342 925 00015

<http://www.geolales.net> — [contact@geolales.net](mailto:contact@geolales.net)

Directeur de publication : Jean-Pierre Rolley — Comité de rédaction : JP Bouvier et JP Rolley

-----  
Imprimé par : Veoprint • Tour Ellipse • La Défense • 41 avenue Gambetta • 92400 Courbevoie.

Novembre 2025