



## Excursion AST et AS NAT dans le Rouergue oriental, le 4 mai 2019

**TITRE :** Sur les traces des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques, et magmatiques survenus pendant l'orogénèse varisque/hercynienne dans le Rouergue oriental.

**Objectif et/ou thème :** Reconstituer l'Histoire géodynamique de la chaîne varisque à partir des affleurements de terrains cristallins et cristallophylliens du Rouergue oriental.

**Supports cartographiques :** carte routière et topographique au 1/25000 de Salles-Curan. IGN n°2440 SB. Extrait ci-dessous avec arrêts indiqués par cercles rouges.

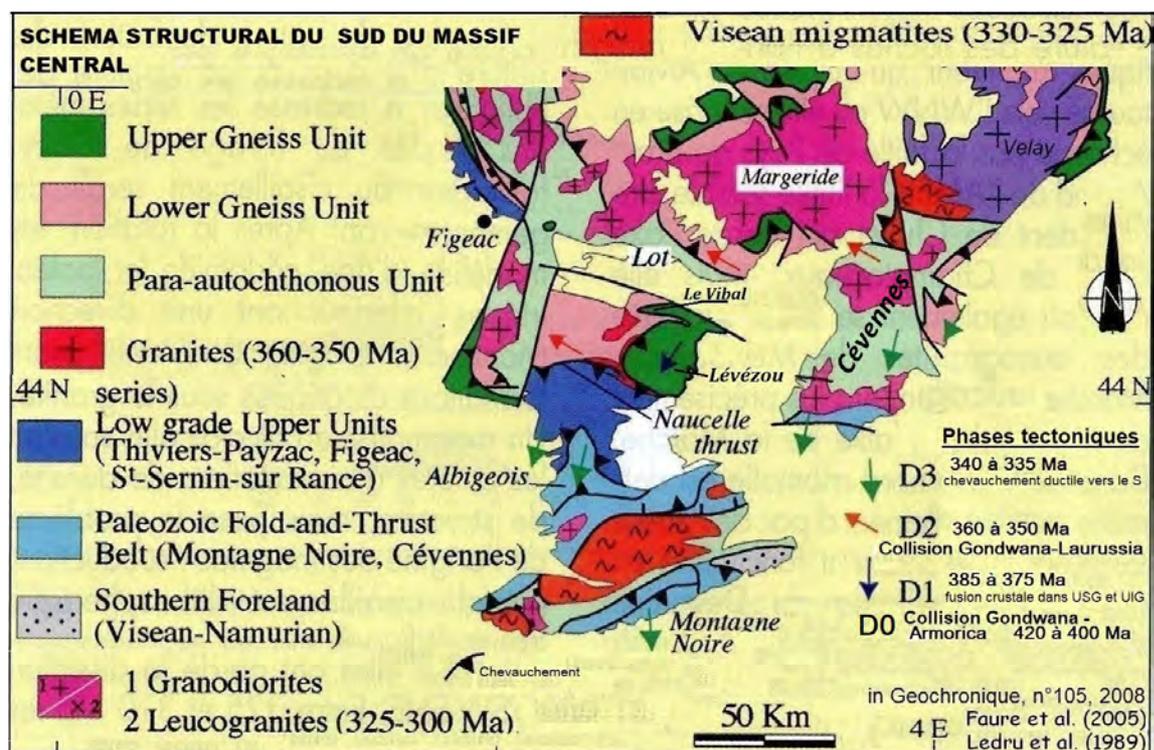
Carte géologique à 1/50000 Salles-Curan, Burg JP, Leyreloup AF, Delor C, Teyssier C. BRGM n°908, 1989. Notice par C Delor, JP Burg, A.F Lleyreloup, C. Teyssier (1989).

### **Itinéraire**



### Structure générale de la chaîne hercynienne dans le Rouergue oriental,

La structure du Massif central démontrée et désormais adoptée par les auteurs depuis les années 1980, est une **structure en nappes** empilées les unes sur les autres lors des mouvements tangentiels vers le sud entre 400 et 320Ma (Dévonien inférieur à Carbonifère moyen ).



Le Rouergue oriental au sud du Détroit de Rodez, reproduit ce schéma. On lui reconnaît 2 grandes unités structurales allochtones superposées (fig 1 ci-dessus) :

1- une première unité assise sur le **Massif de Rodez** et une partie du Ségala. Elle regroupe les massifs de gneiss issus du métamorphisme de granites intrusifs et un ensemble de micaschistes et de (méta)grauwackes (microbrèches) indifférenciés d'âge Cambro-Ordovicien. Elle constitue l'**Unité Inférieure des Gneiss (UIG, « Lower Gneiss Unit »)** connue plus au Nord avec les séries cristallophylliennes de la région de St Geniez-d'Olt regroupées sous le vocable de « **nappe de Saint-Geniez** ».

Ces formations reposent tectoniquement sur un substratum **para-autochtone** (ou autochtone relatif car sans doute déplacé lui aussi) constitué par un ensemble de quartzites, de schistes et de micaschistes dits « **Groupe de la Chataigneraie** » et/ou « **Série métamorphique de la vallée du Lot** ».

Au sud, cette UIG est **chevauchée vers le nord** par une unité tectonique dite « **nappe de Saint Sernin-sur-Rance** » au niveau du **massif du Pinet** qui est un orthogneiss à texture phénoblastique (=gneiss oeillés à gros cristaux de feldspath potassique), d'origine granitique, impliqué dans le contact de la « **faille de Naucelle** ».

2- une deuxième unité, **allochtone** sur la nappe précédente constitue l'**Unité Supérieure des Gneiss (USG, « Upper Gneiss Unit »)** représentée en Rouergue oriental par les **klippes du Vival et du Lévézou** (Burg et al. 1989). Cette unité est caractérisée par la présence du Complexe Leptyno-Amphibolique (CLA) contenant des enclaves basiques et ultrabasiques métamorphisées. Cette unité associe le CLA et des gneiss oeillés qui sont d'anciens granites calco-alcalins métamorphisés semblables apparemment, aux granites à texture porphyroïdes de type Pinet. L'USG est présente plus au Nord en Lozère où elle forme « **l'unité de Marvejols** » à laquelle elle est reliée, mais elle affleure aussi à l'ouest, au contact du Bassin houiller de Decazeville (Leptynites du Mas Dieu, serpentinites et amphibolites du massif de La Bessenois), et près de Najac (métabasites associées de Najac).

## Le contenu cristallin et cristallophyllien

### 1 - A l'ouest du Lévézou, l'Unité Inférieure des Gneiss

Les formations métamorphiques traversées lors de l'excursion sont successivement : l'Orthogneiss alcalin du Massif de Rodez dans la vallée du Viaur, l'Orthogneiss calco-alcalin du Massif de Trémouilles (- Comps-la-Granville), les Paragneiss fins feldspathiques à passées schisteuses, l'Orthogneiss calco-alcalin du Massif longeant en partie le Complexe leptyno-amphibolique du Lézérou .

+ 1 -Arrêt La Capelle-Viaur (Vallée du VIAUR) : Orthogneiss alcalin à quartz bleu du Massif de Rodez ; de teinte rose donnée par les FK (orthose), phénocristaux de FK, peu de Q (quartz localement bleuté, Plagioclases, biotite et muscovite. La roche a une foliation fine. Ancien massif granitique alcalin (ie riche en  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), intrusif, daté autour de 600 Ma, présentant les mêmes déformations que son encaissant paramétamorphique. Il est contemporain de l'orthogneiss alcalin des Palanges.

+ 2 -Arrêt à Trémouilles-Banes : Orthogneiss calco-alcalin du Massif de Trémouilles - Comps-la-Granville, ancien granite à texture grenue porphyrique de type « Pinet » : phénocristaux de FK (jusqu'à 10cm), Q parfois bleuté, muscovite > biotite, plagioclases. ). La composition minéralogique, la texture et les déformations enregistrées sont parfaitement comparables au métagranite du Massif du Pinet (Delor et al., 1989). Par ailleurs, ces gneiss oillés présentent des zones à texture grenue équante (isogranulaire, sans direction préférentielle des cristaux) à la façon d'un granite, ce qui permet un débit en « boules » caractéristique (cf. Gneiss de la Tour d'Alrance ou du barrage de Pareloup, à l'intérieur du massif du Lézérou).

Ces orthogneiss (gneiss oillés) de « type Pinet » sont des métagranites porphyroïdes = anciens syénogranites et monzogranites calco-alcalins syn- à post- tectoniques, mis en place autour de 380Ma. Les granites calco-alcalins (plagio > FK) sont souvent liés à une zone de subduction ; ils apparaissent, comme dans le cas de ces massifs, lors de la fusion de sédiments (granites de type S, classement de Chapell & white, 1974), ou de la lithosphère continentale, à la base des unités chevauchantes (duplex) où la température est devenue très élevée à la suite de l'empilement de ces unités sédimentaires sur plusieurs dizaines de Km (interprétation **fig 5** ). C'est le cas du laccolite du Pinet reconnu comme un syénogranite de type S (d'origine sédimentaire) par Nicollet (1978), avec un âge calculé de 360+/-20 Ma (C. Pin, 1981), postérieur à la collision « continent-continent » Gondwana-Armorica, et post- ou syn- épaissement.

+3 -Arrêts à Moulin de Sarlit (Vallée du Vioulou) et à Espinassettes : Paragneiss fins feldspathiques, à Q, Plagio, Chlorite, muscovite, biotite, grenat, staurotide, disthène (St,Dt), à passées schisteuses. ce gneiss se débite en petites plaquettes centimétriques de lits quartzo-feldspathiques séparés par des lits micacés (voir aussi au village d'Espinassettes).

L'association des cristaux Staurotide-disthène indique un gradient métamorphique MT-MP intermédiaire (métamorphisme dit dalradien ou barrowien) ;

+4 -Arrêt au Moulin de Galat : Leptynites du CLA. Très bel affleurement derrière la station de pompage.

Les Leptynites sont des roches claires, finement foliées, de type gneissique, dérivées d'un magmatisme acide (riche en silice), ayant pour origine la croûte continentale, ou le prisme d'accrétion en avant de la plaque chevauchante (**fig. 5**). Roches microgrenues , constituées de Q, plagioclases, muscovite, biotite, grenat et mX de métamorphisme : staurotide, disthène et sillimanite. Elles sont interlitées, avec des micaschistes, au sein des amphibolites.

+ 5- Arrêt à Dours : Orthogneiss calco-alcalin du Massif longeant géographiquement la ceinture leptyno-amphibolique du Levezou. Il présente de nombreux caractères communs avec les gneiss oillés du Pinet : phénocristaux de FK (jusqu'à 10cm), Q parfois bleuté, muscovite, biotite, plagios et accessoires (zircon, apatite, sphène). Ce massif chevauché en partie par la nappe du Lézérou est très tectonisé (L-tectonite de Delor et al, 1989) et relativement altéré. Présence du Contact tectonique avec la ceinture leptyno-amphibolique du Lézérou, au niveau de la source-abreuvoir de Dours.

+6- Arrêt au Moulin de La Gineste : métagranodiorite du Massif de Caplongue à Quartz,Plagioclases, grenat, biotite/amphibole, épidote. Il s'agit là aussi d'un métagranite calco-alcalin intrusif daté de 560 +/-10Ma (Lafon, 1984), donc une mise en place antérieure à la collision Gondwana-Armorica. Sa présence suggère l'existence d'un socle cambrien dans le Rouergue oriental.

**2 - Complexe leptyno-amphibolique (CLA) du Lézérou : secteurs d'Arviu puis d'Alrance : Amphibolites banales, et Micaschistes à disthène et sillimanite.**

## Secteur d'Arvieu

Les **Amphibolites dites banales** sont des **métabasites** = roches noires **dérivées d'un magmatisme basique** (pauvre en silice) ayant pour origine la croûte océanique. Constituées de minéraux ferro-magnésiens : Amphiboles et Pyroxènes, Biotite, Feldspaths plagioclases, Grenat. Elles renferment des enclaves plurimétriques de roches basiques de haute pression (HP) comme les **amphibolites de HP** (à grenats), et des **éclogites**, des **serpentinites**, des roches de la famille des gabbros comme les **microtroctolites** de la croix de la Préfecture à Arvieu, des **norites**, et aussi des reliques granulitiques. Le faciès amphibolique affecte la croûte océanique subductée entre 50 et 100km de profondeur, donc métam. HP- Basse à Moyenne température (B/MT).

Les **gneiss amphiboliques** ou **gneiss à amphiboles** souvent **rubanés** (feldspaths plagioclases) sont assimilés à des amphibolites à Quartz mais sans pyroxènes.

++7- Arrêt-repas à la **Croix du quartier de la Préfecture** à l'entrée nord d'Arvieu. Affleurement de **microtroctolite**. Les **troctolites** sont une variété de gabbros à pyroxènes rares et olivine abondante ici serpentinisée. Il s'agit ici d'une lentille basique contenue dans les amphibolites, ayant subi une Haute Pression. Il s'agit d'un vestige de la croûte océanique subductée.

## Secteur d'Alrance

++ 8- Arrêt à la **croix des Meurtriers**. Les **micaschistes phyllonitiques à disthène et sillimanite** forment un liseré au **contact interne** du Complexe leptyno-amphibolique, en bordure sud et sud-ouest du Lévézou. La **sillimanite**, visible à l'œil nu, constitue des fuseaux nacrés plurimillimétriques sur la linéation à biotite et muscovite. D'origine pélitique, ces micaschistes représentent probablement des terrains sédimentaires entraînés avec la croûte océanique dans la subduction.

**3 - Intérieur du dôme du Lévézou** : Pareloup, Tour d'Alrance.

Les formations cristallophylliennes appartiennent à l'unité supérieure des Gneiss (USG)

+++9- Arrêt **Tour d'Alrance-Peyrebrune** : **Orthogneiss calco-alcalins à faciès porphyroïde**, dit de type Pinet à phénocristaux de feldspath potassique, Quartz parfois bleuté, plagioclases, muscovite, biotite, et mx accessoires.

Cet orthogneiss comme ceux de Pinet et de Trémouilles, montre ici un faciès équant au **débit en boules** caractéristique. **Ce faciès sera revu lors d'un arrêt au barrage de Pareloup**

La position de ces gneiss ocellés au cœur de la nappe du Lévézou, **donc, à l'origine, « en arrière » de la « ceinture » leptyno-amphibolique**, suggère une origine intrusive de magma calco-alcalin différente des plutons calco-alcalins de type Pinet de l'UIG. Toujours liée à la subduction de la croûte océanique de l'océan varisque sous le continent Armorica, la fusion partielle se produirait alors à la base de la croûte continentale chevauchante (fig 3) soit par la chaleur issue des magmas apparus dans le coin du manteau lithosphérique à l'occasion de la déshydratation de la croûte océanique subduite, soit par la montée du magma mantellique andésitique se mélangeant au magma crustal de type granitique. De ce fait on pourrait les rapporter aux **granites de type I** (classement de Chappell & White, 1974), **d'origine Ignée**.

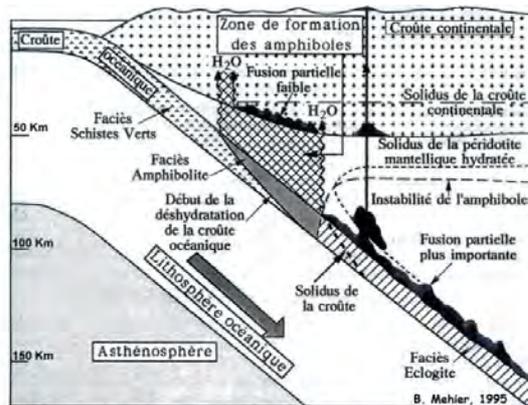


Fig 3 - Phénomènes de métam. affectant la lithosphère subductée et le manteau chevauchant. Manteau et croûte océanique dans le cas d'une lithosphère "jeune" (donc chaude). B. Mahier, 1995.

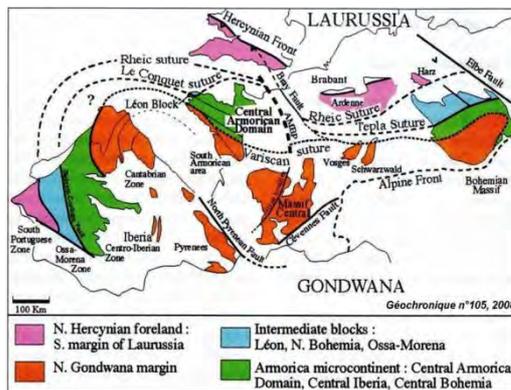
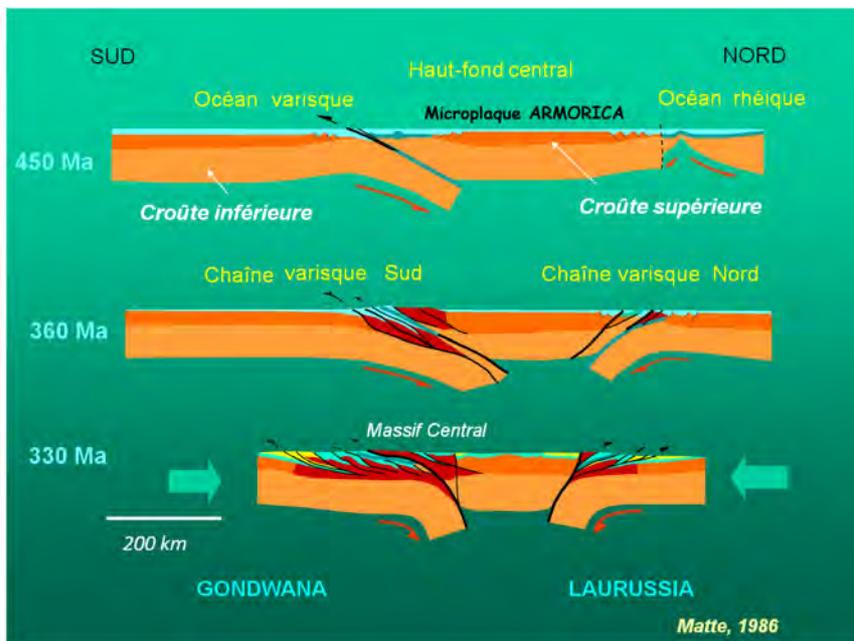


Fig2 - Carte schématique de la distribution des domaines varisques européens. Géochronique n°105, 2008.

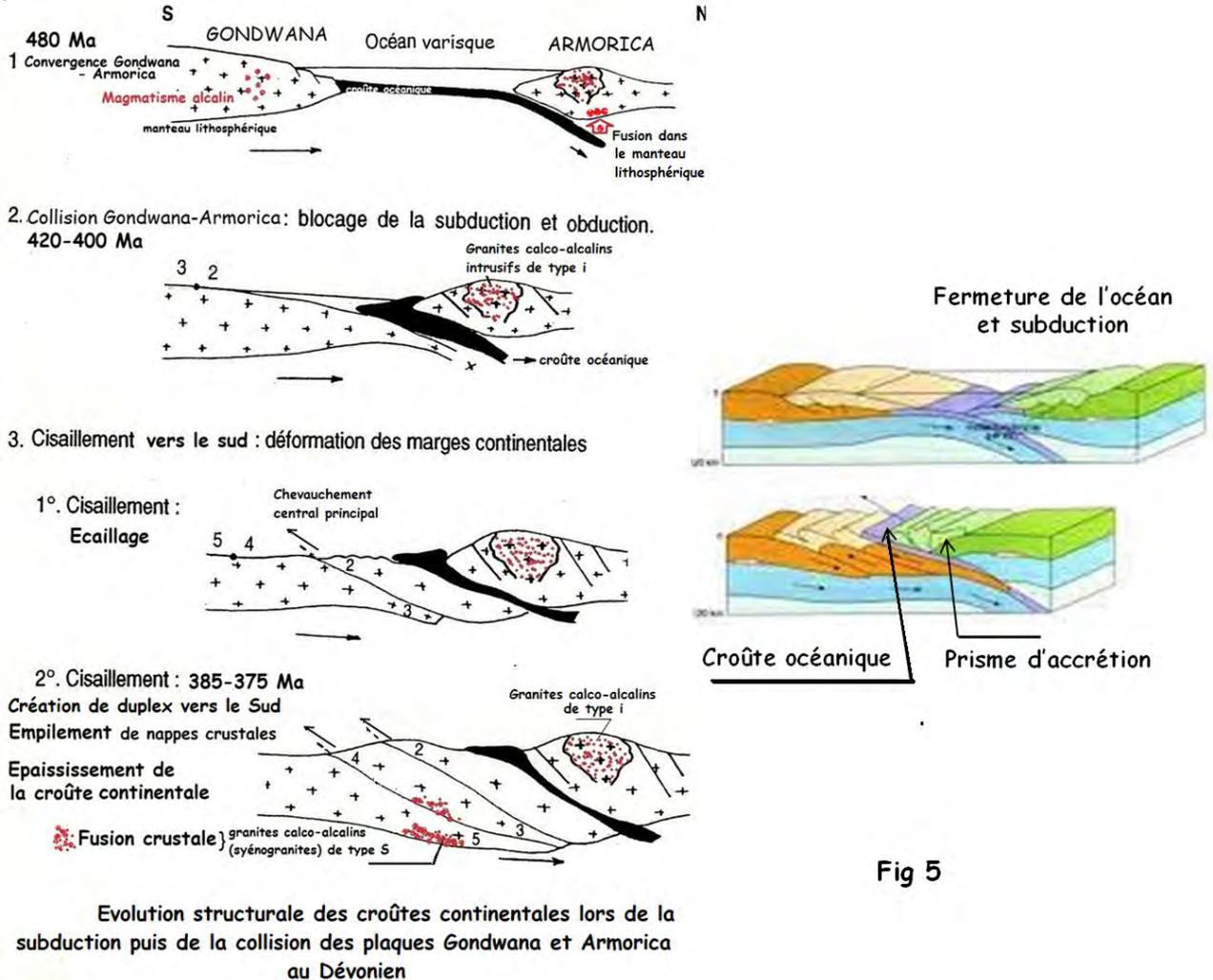
## Dynamique des plaques pendant l'orogénèse varisque.

Il est désormais acquis que la chaîne hercynienne est issue de la **convergence entre deux grands continents** : la **Laurussia**, au nord et le **Gondwana**, au sud (Fig 4). Elle est le produit de la **fermeture** par subduction de **2 domaines océaniques séparés par un Haut Fond central** matérialisé par des microcontinents Avalonia, Iberia-Armorica - Bohémia. Ce sont, l'**Océan rhéique** au nord du Haut Fond, et l'**Océan varisque** (ou Medio-european Ocean) au sud du Haut Fond. (Fig.4, ci-dessous)



L'orogénèse hercynienne comporte **2 phases paroxysmales** : **1)** collision entre les continents Gondwana et Armorica entre 420 et 400Ma (Dévonien inférieur), **2)** collision entre ce nouveau continent Gondwana agrandi et la Laurussia entre 360 et 320Ma (Carbonifère inférieur). Dans ce schéma, la Laurussia converge vers le Sud, car pour tous les auteurs, les deux subductions sont à vergences opposées (Gondwana vers le nord et Laurussia vers le sud).  
 - Le **Massif Central** appartient en totalité au continent **Gondwana** (fig 4). Il résulte de la **subduction** puis de la **collision** de ce grand continent avec le microcontinent Armorica menant à la disparition de l'Océan varisque au **Dévonien inférieur** (**Événement D0**, entre 420 et 400Ma, Fig1). La croûte océanique subductée est soumise à un métamorphisme de très forte pression et de faible température qui la fait passer par les faciès progrades, successivement: Schistes verts, Micaschistes, Amphibolites et Eclogite. La **fusion du coin de manteau lithosphérique sous la croûte continentale chevauchante** (Fig 3) prépare les intrusions de magmas calco-alcalins probablement mélangés au magma mantellique andésitique (**granites de type I**). Métamorphisés, ils se retrouvent au sein des nappes du Lévézou et du Vival.

- Entre 400 et 360Ma (Dévonien moyen à supérieur) la collision des deux plaques induit l'**écaillage vers le Sud** de la croûte continentale gondwaniennne et l'empilement de ces écailles par la dynamique des **duplex (fig 5)**, et aboutit au chevauchement (par **obduction**) de la plaque continentale Armorica, elle aussi, écaillée, future USG, sur la plaque continentale gondwaniennne. L'exhumation de l'USG est proposée déjà au Dévonien moyen dans le nord du Massif Central (M. Faure, JM Lardeaux et P. Ledru, *Géochronique*, 2008). Le résultat est un relief, et à l'**épaississement** (plus de 40Km) de cette croûte gondwaniennne, induisant le métamorphisme MP-MT (moyenne pression-moyenne température) avec augmentation des températures provoquant la **fusion partielle de la base des écailles** (matériel sédimentaire), prélude aux **intrusions de granites calco-alcalins de type Pinet = granites de type S** ; la forme de laccolite ce massif correspond parfaitement à ce type de mise en place (**pas de déplacement vertical du magma**). C'est en fait la **création de l'UIG en Rouergue oriental**.



-Entre 360 et 340 Ma, au Carbonifère inférieur s'effectue la collision entre les continents Gondwana (agrandi de Armorica) et Laurussia. C'est la « phase bretonne » qui a pour effet :

1) d'une part, de provoquer des mouvements symmétamorphes vers le Nord à l'origine de la faille de Naucelle qui fait chevaucher la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sur l'UIG (événement D2, fig 1)

2) d'autre part, entre 340 et 320 Ma, au Viséen, d'engendrer une nouvelle phase (phase bretonne) à vergence Sud (événement D3, fig 1) accompagnée du **décollement des nappes vers le sud**. Ces nappes comportent notamment une partie des **métagranites de type I** et autres matériaux métamorphiques des écailles supérieures de la plaque chevauchante Armorica regroupées dans l'Unité Supérieure des Gneiss (USG).

Ces nappes sont accompagnées à leur base (?) ou au moins à leur front par les **métabasites de la ligne de suture**, ancienne croûte océanique subductée. Ce qui explique la position actuelle du Complexe leptyno-amphibolite du Lézou, du Vibal, mais aussi les massifs gneissiques à serpentinites, Leptynites, gabbros etc de La Bessenoits à Decazeville, les serpentinites de Najac, et autres pointements du Rouergue occidental.

L'USG du Lézou repose directement sur les métagranites de type Pinet de l'UIG, mis en place au Dévonien moyen à supérieur (voir plus haut) à une profondeur d'au-moins 20Km, puisqu'elle en recoupe les contours cartographiques.

Il faut par conséquent envisager que ces massifs (Pinet, massif longeant le CLA) étaient exhumés au Viséen, ce qui implique **une érosion significative de la chaîne entre 380 et 340Ma.**

### **Conclusions générales**

1= Les séries schisteuses paramétamorphiques, micaschistes et méta-grauwackes de l'UIG constituaient probablement l'épiderme sédimentaire détritique cambro-ordovicien du continent Gondwana.

L'orthogneiss alcalin du Massif de Rodez comme l'orthogneiss alcalins des Palanges (600Ma) sont anté-varisques et donc tectonisés avec cet encaissant paramétamorphique.

2= Les gneiss de type Pinet de l'UIG y sont d'anciens granites calco-alcalins intrusifs **de type S** (classement de Chappell & White 1974) apparus lors des phases d'empilement d'écailles et de nappes induisant la **fusion crustale** à leur base, **pendant le Dévonien supérieur,**

3= Les granites calco-alcalins porphyriques du Lézérou et de l'USG sont probablement du même âge que ceux de l'UIG mais ont plutôt pour origine la fusion du coin du manteau lithosphérique chevauchant (Armorica) et seraient donc d'origine Ignée, **type I** (Chappell and White, 1974).

4= Le complexe Leptyno-Amphibolique chargé des enclaves métabasiques est un vestige de la croûte océanique de l'Océan varisque (fig 4) en subduction sous la plaque Armorica, ramenée à la surface (exhumation) lors de l'obduction, puis **charriée en tête de nappe vers le sud** lors des mouvements tangentiels au Viséen (Carbonifère inférieur). **Cette nappe entraînant avec elle les granites calco-alcalins du « bloc armoricain » dessine un anticlinal à tête plongeante (fig 6, C) écaillé (Vibal) et constitue l'USG du Lézérou.**

#### **5= Signification du Dôme du Lézérou**

Les auteurs des notices et des cartes géologiques au 1/50000 Rodez (R. Alabouvette, JP. Burg, A. Lafavrais-Raymond, AF. Leyreloup, CP. Delor et J Roche, 1989) et Salles-Curan (C. Delor, JP Burg, AF Leyreloup, C. Teyssier, 1989) et plusieurs chercheurs tectoniciens et pétrographes donnent tous les arguments cartographiques, pétrographiques et autres datations radiométriques, acquis sur plusieurs dizaines d'années, pour finalement identifier **l'unité tectonique du Vibal et celle du dôme du Lézérou comme des « nappes de charriage avancées vers le Sud jusque dans le Rouergue oriental, comme ailleurs dans le Rouergue occidental ».** C'est cette option reconnue par la majorité des chercheurs sur la chaîne hercynienne en Europe, que nous avons adoptée pour bâtir les commentaires et les interprétations précédentes. **L'écaille du Vibal et l'écaille (ou klippe ?) du Lézérou appartiennent à un front de nappes de l'USG d'âge viséen,**

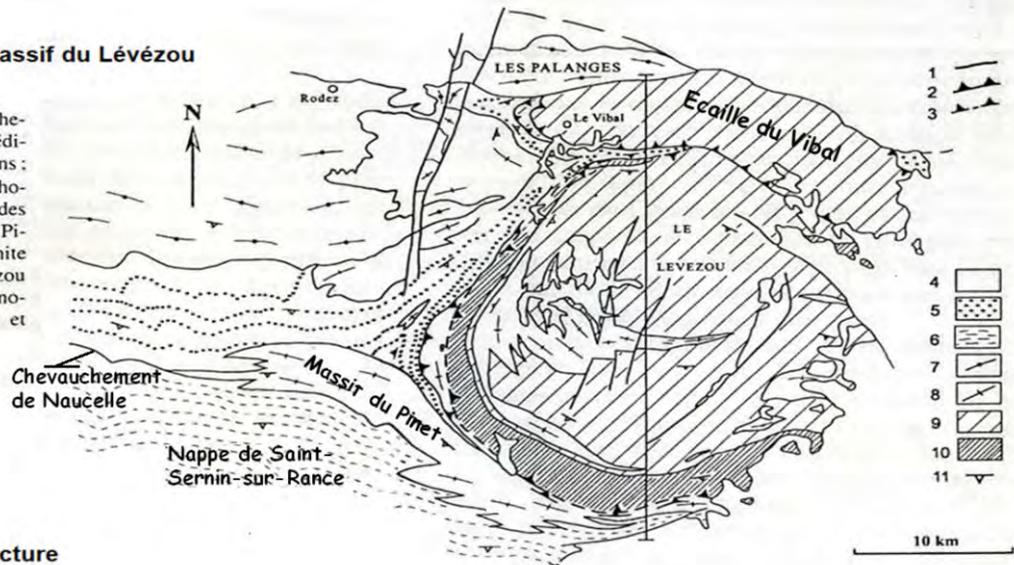
Il faut cependant s'interroger sur le fait que ces auteurs n'aboutissent pas sur leur représentation en coupe (fig 6, C), à dessiner les failles listriques, à vergence nord : celle qui marque le chevauchement du Lézérou vers le sud, comme dans notre interprétation D, fig 6, d'une part, et celle qui marque **l'écaille du Vibal reposant sur celle du Lézérou,** d'autre part, comme on peut les lire sur les cartes géologiques et Fig 6.

Fig 6

## Schéma structural du massif du Lézérou

- 1, faille;
- 2, chevauchement; 3, chevauchement supposé; 4, couverture sédimentaire; 5, série des gneiss fins; 6, série grésopélitique; 7, orthogneiss alcalins de Rodez et des Palanges; 8, orthogneiss type Pinet; 9, métatexites à sillimanite et orthogneiss alcalins du Lézérou et du Vibal; 10, groupe leptyno-amphibolique; 11, direction et pendage de foliation.

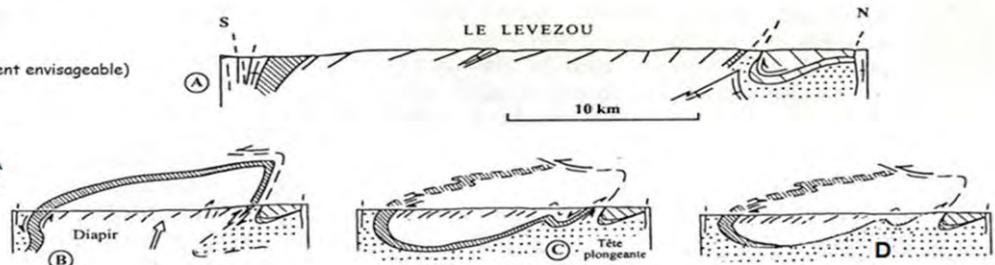
D'après Burg et al. 1986 ·  
Delor et al., 1989



## Interprétation de la structure du Dôme du Lézérou

- A. Coupe nord-sud du Lézérou
  - B. Solution diapir. (abandonnée)
  - C. Solution tête plongeante (logiquement envisageable)
    - Antiforme à tête plongeante ou
    - syntorme
- D'après Delor et al. (1989)

D Tête de nappe avec biseau de CLA  
Interprétation proposée, Ciszak, 2019



## Le Dôme du Lézérou est-il un astroblème ??

La signification géologique du Massif du Lézérou a été contestée en 2001 par P.M. Vincent (décédé en 2014), dans sa publication aux C.R.Acad. Sc., par la question « **Le dôme du Lézérou (Rouergue, France) fait-il partie d'un vaste astroblème d'âge stéphanien ?** ». Commentons les arguments qui permettent à l'auteur à proposer une telle hypothèse...

Cette seule question n'est apparue, à lire l'article, qu' à partir de la seule constatation que la représentation géologique, en carte (France au 1/1000000, et Salles-Curan à 1/50000, etc) est arquée, et soulignée par une « ceinture basique » (proposition de P.Collomb, 1970), qualifiée, sans hésitation, de « circulaire »..., de « couronne », « qui encercle le DL », etc. qui marquerait les limites d'un éventuel impact d'une météorite. Il s'agit ici d'un abus de langage car il s'avère que la fameuse « ceinture basique » occupée par le Groupe leptyno-amphibolique n'affleure visiblement pas sur un cercle complet mais sur un demi-cercle plus ou moins parfait au pied du Dôme du Lézérou. Toutefois, cette observation nous amène à revoir la signification de cette bande « circulaire » leptyno-amphibolique, elle propose, en fait, la fusion d'un matériel basique dont l'auteur ne précise ni l'origine, ni sa position antérieure, autour de l'impact d'un objet extra-terrestre

D'autres affirmations de ce type relevées dans la note de P. Vincent, laissent perplexes :

- l'existence d'un prétendu « soulèvement », une « surrection résultant de la phase 3 ?... ou antérieure ? » pour expliquer le relief « en dôme » du massif. Cette hypothèse avait été envisagée par d'anciens auteurs à l'instar des manifestations d'un « diapir » (Fig 6, B) ou d'un « dôme thermique », par la suite vite abandonnée. En effet, il convient à l'auteur d'expliquer la présence d'un relief bien marqué dans le paysage, et non d'une topographie en creux en lieu et place d'un cratère d'impact de météorite, circulaire (si la météorite tombe perpendiculairement à la surface de la terre) mais en fuseau (s'il est oblique indiquant sa direction) ; or « le Levezou est la partie centrale (de cet impact), très érodé », et il n'est pas donné plus de précision à ce sujet.

- « Des bassins carbonifères seraient installés sur une dépression annulaire » rappelant la « dépression externe d'un cratère d'impact ». Et donc dans cette optique, ce sont ces bassins qui dateraient l'impact, ie au Stéphanien.

Encore un abus de langage car les deux « bassins houillers » cités, Gages-Bertholène, Méjanet, sont alignés sur la faille dite de Nuce, au nord des Palanges, limite tectonique Est-Ouest du sud du Détroit de Rodez, et ne contournent en aucun cas l'ensemble Lézérou-Vibal. Le massif des Palanges lui-même, contre lequel est adossé le bassin de Gages, n'est d'ailleurs pas inclus par l'auteur dans la présumée dépression. En outre il n'existe aucune trace de gisement houiller sur la bordure occidentale du massif du Lézérou entre Pont-de-Salars et Villefranche-de-Panat, via Arviu et Alrance, ni d'ailleurs sur la bordure orientale du massif, et pour cause, il n'existe pas ce type de paléodépression autour du Lézérou. L'éventuelle dépression actuelle autour du dôme n'est que le résultat d'une érosion différentielle entre un massif de roches

dures (terrains cristallins) et des roches plus tendres qui l'entourent comme le complexe amphibolites/leptynites, enrichi de micashistes.

Au Sud, le petit pointement carbonifère isolé de Brousse-Broquiès, élevé au rang de « Bassin Houiller », situé à plus de 10Km au sud du Lézou ferait partie de la pseudo-dépression annulaire . Or ce gisement est dans la même position que les autres « bassins », Decazeville inclus, entre socle cristallin et Permien, ici celui de Saint-Affrique.

La série carbonifère y débiterait par une « puissante brèche » (150m) qui sert d'argument à P. Vincent pour l'identifier comme « un mégabloc bréchifié ... comme il s'en trouve dans de nombreuses structures d'impact », sans autres détails . Or, rappelons simplement que **les premiers dépôts sédimentaires** carbonifères, dans quasiment tous les bassins houillers en formation, **correspondent à des brèches ou des conglomérats** d'éboulis, de cônes torrentiels ou d'origine fluviatile, souvent tectonisés, exemple l'Assise de Brayes à Decazeville (Vetter, 1968). Rappelons aussi que les bassins houillers sont des bassins tectoniques (pull-apart) installés sur des relais de décrochements, et non de simples dépressions **comme semble le concevoir l'auteur**, les puissantes brèches de l'assise de base des terrains houillers marquent le début de l'ouverture tectonique de ces bassins, et soulignent les premières phases d'érosion des reliefs hercyniens. La confusion avec des brèches d'impact n'est pas permise.

« La disposition des bassins stéphaniens compatible avec ce que devrait être la dépression périphérique d'un cratère d'impact » pour en justifier la marque, relève par conséquent, d'une hypothèse très hasardeuse ; c'est aussi avoir une conception « originale » de la genèse des bassins sédimentaires houillers .

Enfin, **affirmer en conclusion**, que « l'ouverture initiale du Déroit de Rodez aurait été initié par cette dépression » à l'instar de « l'isolement du Lézou » demanderait un développement plus complet et convaincant, dans la même lignée que le basculement de « l'unité du Vibal dans le cratère initial » ?? Quant à la découverte « d'un métam. de choc, PDF, minéraux de haute pression » impactites, tectites, et autres quartz choqués, qui sont finalement les **arguments probants de l'existence d'un cratère d'impact de météorite sont attendus depuis 2001**, mais « leur recherche est en cours »... nous apprend-t-on. Cependant, la « forte érosion subie par le dôme a fait disparaître ces éléments », ...évidemment, restons prudents.

Sauf que ce mythe de l'astroblème, paru aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, revue internationale de rang A pour les chercheurs, lue sur toute la planète, perdurera encore longtemps dans les bibliographies de ceux qui s'intéresseront au Dôme du Lézou.