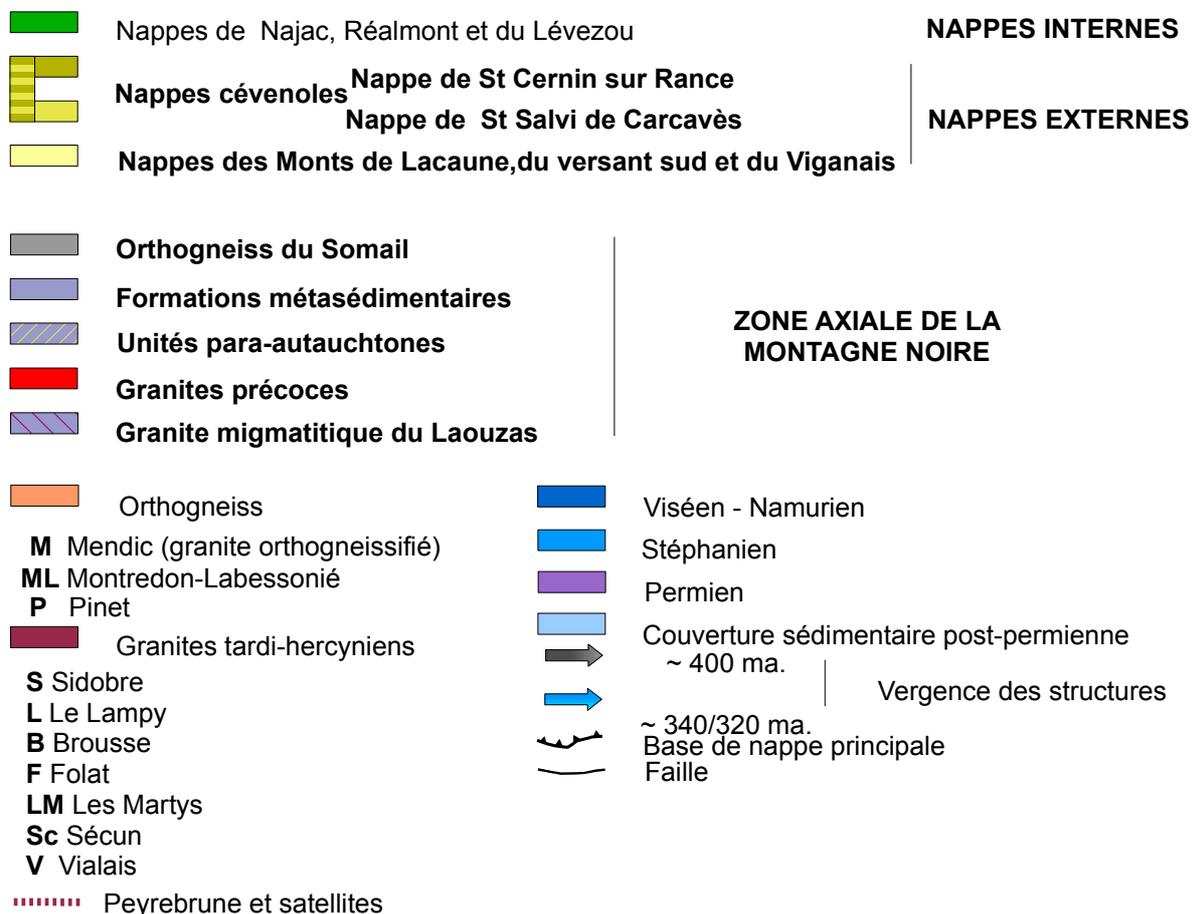
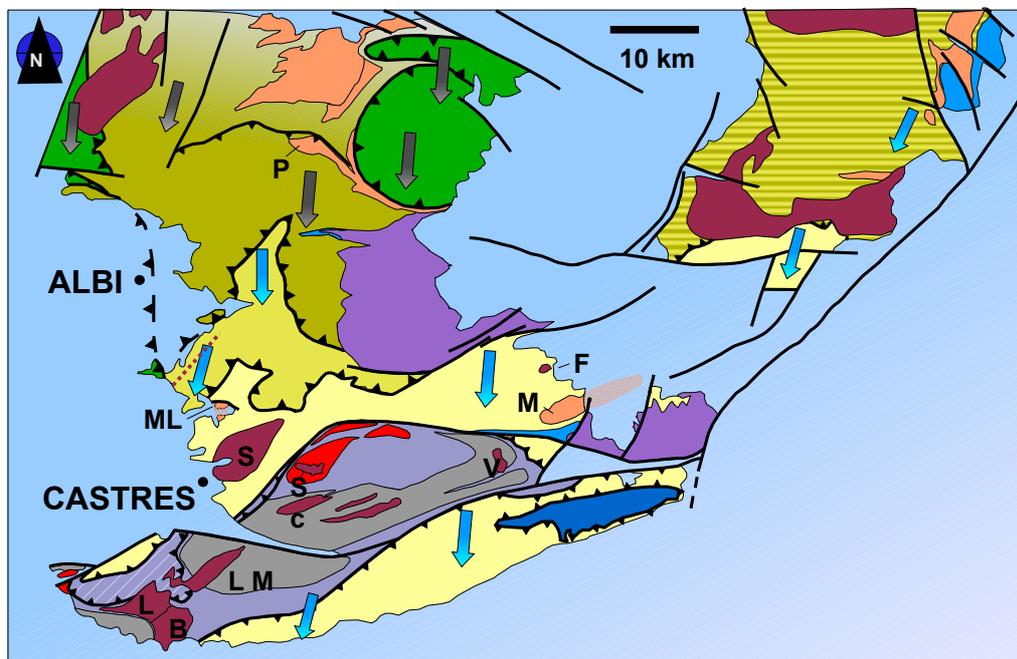


# GEOLOGIE DE LA NAPPE DE SAINT-SALVI DE CARCAVES



CARTE GEOLOGIQUE SYNTHETIQUE  
du SUD du MASSIF CENTRAL

Fig. 1



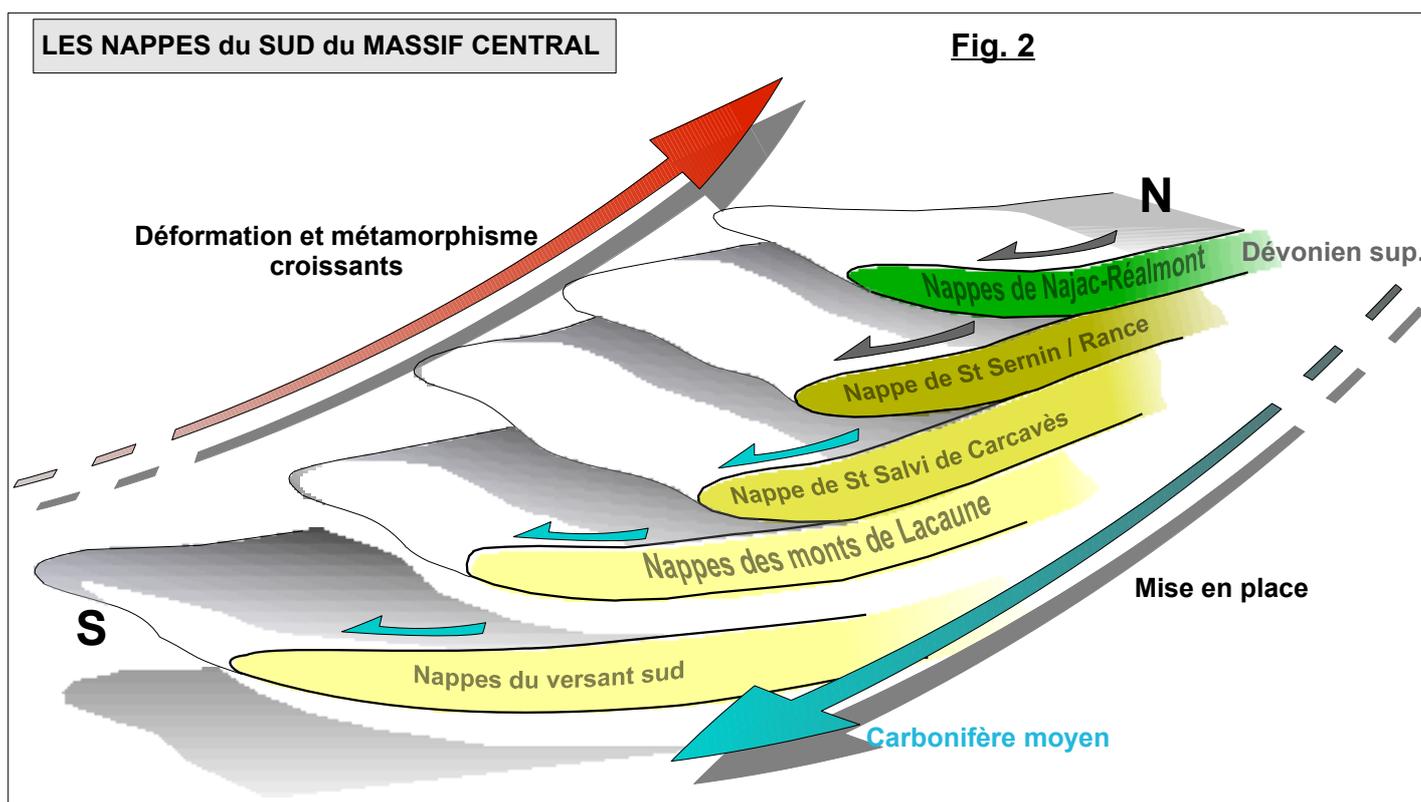
Située au sud du Massif Central (fig.1) et sur le flanc nord de la Montagne Noire, **la nappe de Saint Salvi de Carcavès** a acquis sa structure complexe au cours de l'orogénèse hercynienne (voir le dossier ASNAT:

<http://asnat.mp.free.fr/Dossier%20geologie/dossier-chainehercynienne/chainehercyn1.php> ).

Cette nappe, constituée de terrains faiblement métamorphiques que l'on peut rattacher, par corrélations latérales de faciès avec des terrains paléontologiquement datés, au Paléozoïque inférieur, fait partie des unités crustales s'étant mises en place progressivement depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Carbonifère moyen (LEDRU et al.1989; GUERANGE-LOZES et BURG, 1990; FAURE et al., 2009).

Elle surmonte les nappes des Monts de Lacaune (qui viennent s'appuyer sur l'épaule de la zone axiale de la Montagne Noire) et constitue le soubassement des **nappes de Saint Cernin sur Rance** et de **Najac/Réalmont/Lévezou**, ces dernières présentant des reliques de métamorphisme de haute pression (fig. 2).

Les **nappes du versant sud** de la Montagne Noire, isolées des unités structurales précédentes par le dôme migmatitique de la zone axiale, pourraient correspondre à la partie la plus méridionale des écailles des Monts de Lacaune ou bien à leur substratum.

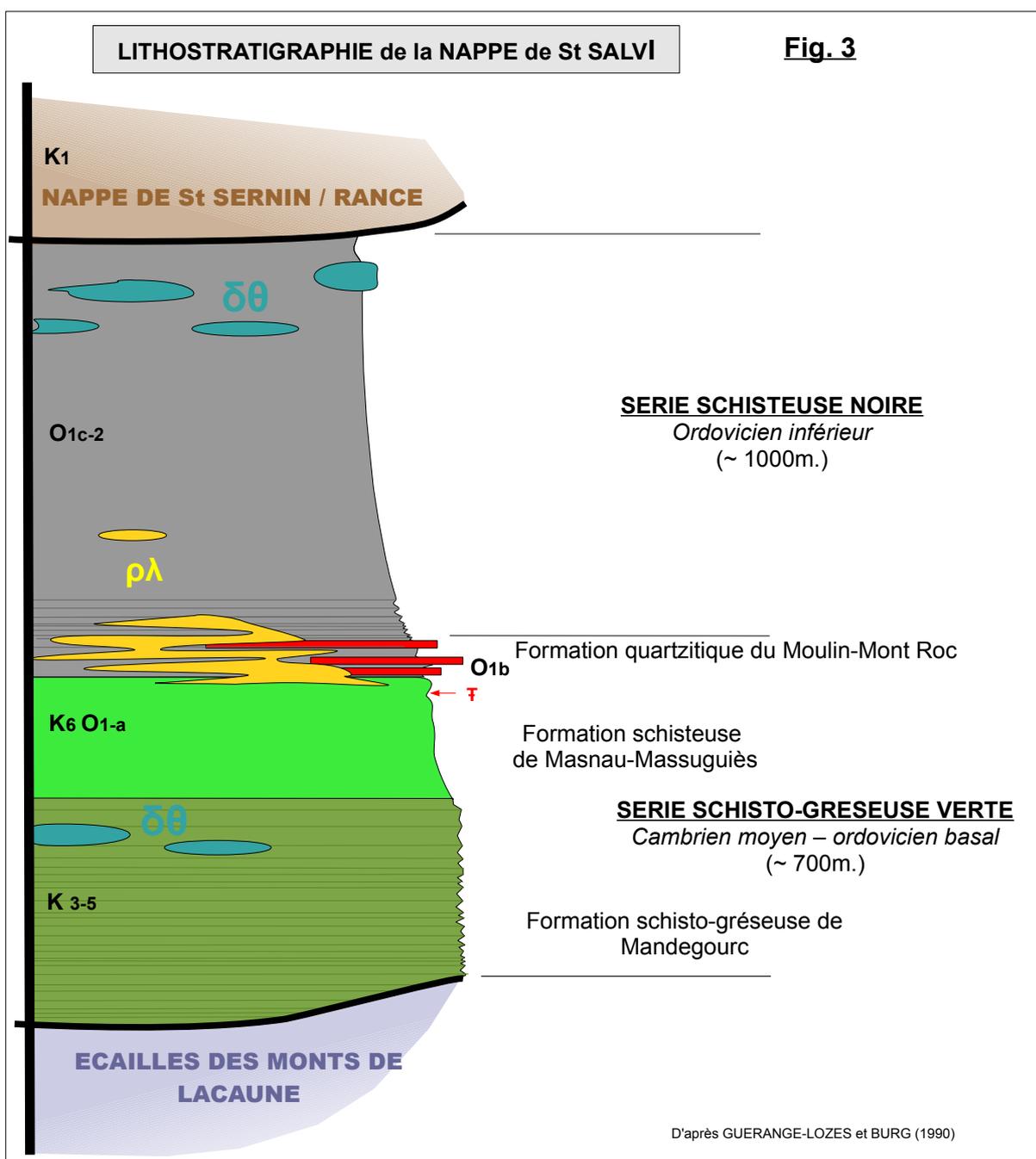


La structure majeure de cette nappe est celle d'un synclinal (**synclinal du Dadou**) dont les flancs inverse et normal sont sectionnés par les plans de cisaillement principaux qui limitent la nappe.

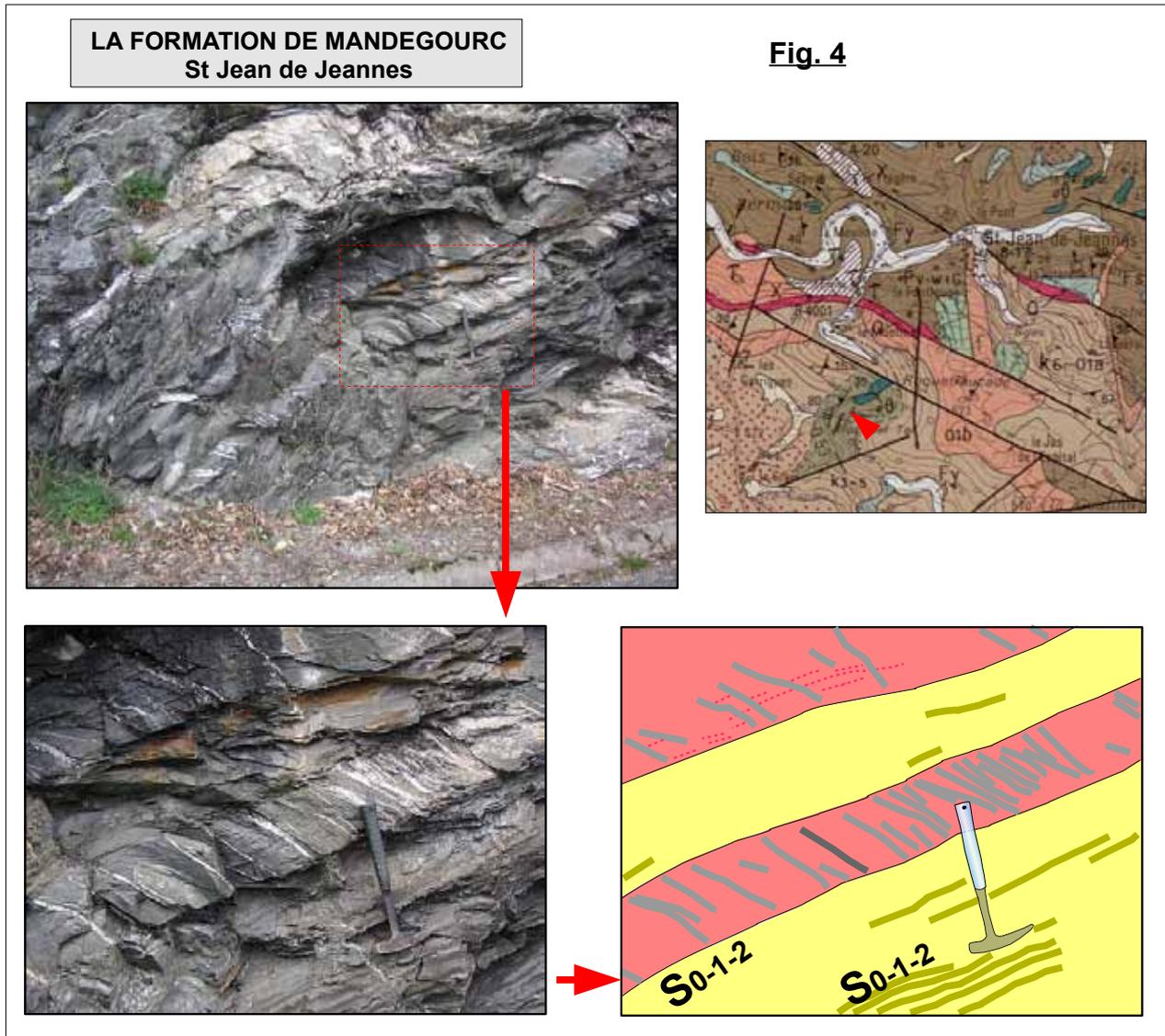
Deux ensembles lithologiques peuvent être distingués (GUERANGE-LOZES et BURG, 1990), de bas en haut (fig. 3).

La série schisto-gréseuse verte

Elle comprend, de bas en haut:



►► **La formation de Mandegourc (K3-5)** constituée d'alternances de quartzites micacés et de schistes gris-vert présentant une puissance de quelques centaines de mètres tout au plus. Les **alternances** que l'on observe sur l'affleurement représenté ci-dessous (fig. 4, niveaux quartziteux en rose) témoignent des **alternances sédimentaires initiales** et permettent de reconnaître aujourd'hui le plan de sédimentation  $S_0$ , fortement transposé à la suite des déformations hercyniennes ( $\rightarrow S_{0-1-2}$ ). Dans les schistes (en jaune), des niveaux d'épaisseur centimétrique plus sombres (en jaune-vert) permettent également d'effectuer les mêmes constatations.



*Dans les Cévennes méridionales, une formation gréso-pélimitique assez semblable à été reconnue (MAGONTIER, 1988).*

Vers le sommet de cette formation (fig. 3), quelques boudins métriques de **métavolcanites basiques** ( $\delta\theta$ ) s'observent dans ce secteur (fig. 5). Ces roches correspondent à d'anciens **sills doléritiques** ou bien à d'anciennes **coulées basaltiques** épanchées sur le fond marin.



**L**a formation de Mandegourc était ainsi, à l'origine, une formation sédimentaire terrigène, probablement cambrienne, caractérisée par une alternance de niveaux argileux et de niveaux sableux déposés sur le fond de l'océan Médio-européen, en bordure nord du continent du Gondwana.

►► **La formation de Masnau-Massuguiès (K6-O1a)** est une formation monotone, de puissance comparable à la précédente à laquelle elle succède en continuité de sédimentation, constituée de schistes gris à gris-vert et accidentée par quelques niveaux plus siliceux (fig. 3).

Des horizons de **schistes de teinte lie-de-vin** en alternance avec des schistes verts (schistes bariolés) ainsi que quelques bancs quartziteux marquent le sommet de cette formation. Cette position stratigraphique est parfois également caractérisée par la présence de nodules décarbonatés et de niveaux calcshisteux. Ces derniers ont livré, près de St Pierre de Trivisy, des **brachiopodes** très déformés (*Billingsella sp.*) permettant d'attribuer au sommet de la formation un âge **cambrien supérieur à trémadocien**.

**L**a formation de Masnau-Massuguiès témoigne d'une sédimentation pélitique fini-cambrienne probablement plus distale que la formation précédente.

►► **La formation du Moulin Mont-Roc (O1-b)** est constituée de plusieurs bancs plurimétriques de quartzites clairs interstratifiés de schistes (fig. 3 et 6).

LES QUARTZITES DE LA FORMATION DU MOULIN MONT-ROC  
Carrière du Moulin

**Fig. 6**



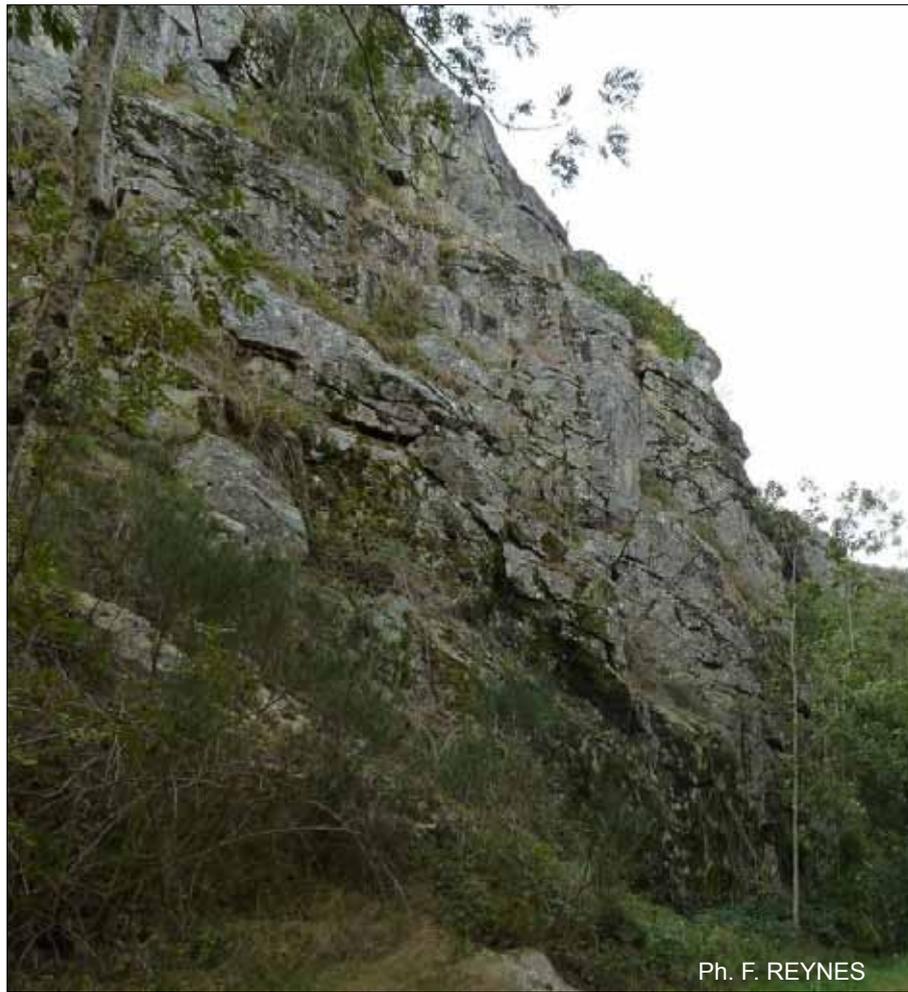
Cette formation, qui fait la transition entre la série schisto-gréseuse verte et la série schisteuse noire (fig. 3), est un **horizon-repère** tout à fait remarquable à l'échelle régionale. Dans le secteur d'Arifat, ce niveau-repère, puissant, constitue des cuestas, barres rocheuses qui arment les reliefs (fig. 7).

La formation du Moulin Mont Roc est probablement équivalente aux **quartzites de la Dentelle** du versant sud [datés du Trémadoc inférieur et reposant sur le Cambrien moyen ou supérieur], aux quartzites micacés blancs de la formation de **Puy Saint Georges** [nappe de St Sernin sur Rance], aux **grès quartzitiques blancs** des écaillés des Monts de Lacaune [sous-unité de Murasson].

*Des niveaux de **quartzites blancs**, souvent puissants, apparaissent également au sein des **schistes des Cévennes**, dans une position lithostratigraphique tout à fait comparable (MAGONTIER, 1988; ARNAUD, 1999... ). Dans le **Massif Armoricain** et en **Vendée**, un niveau gréseux transgressif, daté de l'Arénig, repose en discordance sur le Précambrien ou le Cambrien (grès armoricain; quartzites de la Chataigneraie.....) (ROBARDET et al. 1994; COLCHEN et ROLIN, 2001...).*

LES QUARTZITES DE LA FORMATION DU MOULIN MONT-ROC  
Secteur d'Arifat

Fig. 7



La transition entre les deux séries qui constituent la lithostratigraphie (fig. 3) de la nappe de St Salvi est également soulignée par un niveau de **métavolcanites acides** (tufs rhyolitiques, **ρλ**, **τρ**), de puissance métrique à plurimétrique (fig. 8).

Ces roches, qui témoignent d'une **activité volcanique** de type **ignimbritique**, fini-cambrienne à ordovicienne, sont surtout représentées dans le **flanc inverse** du synclinal du Dadou.

Dans la petite carrière abandonnée située près du hameau de Montredon (NW de St Salvi de Carcavès), ont peut observer ces **métavolcanites acides** ainsi qu'un niveau de **métavolcanites plus basiques**, métrique, caractérisées par leur teinte sombre (fig. 8 et 9).



**LES METAVOLCANITES ACIDES**  
**St Salvi de Carcavès**

**Fig. 8**



**LES METAVOLCANITES ACIDES**  
**Niveau plus basique**

**Fig. 9**



Des métavolcanites acides (**tufs rhyolitiques de Larroque**) sont connus dans la nappe de St Sernin sur Rance, juste sous les **quartzites trémadociens du Puy St Georges**. Leur âge reste toutefois indéterminé et sujet à discussions.

Il est intéressant de constater que des **métavolcanites acides** sont également présentes, dans une position lithostratigraphique comparable, dans le **domaine cévenol** (quartzites feldspathiques des auteurs anciens; gneiss de l'Apié...) et datés de l'Ordovicien inférieur (MAGONTIER, 1988; Notice carte St André de Valborgne). Ce volcanisme serait ainsi contemporain de la mise en place de méta-granites dans les séries sédimentaires pré-varisques du Sud de la France (LAUMONIER et al., 2004) tels l'orthogneiss du Somail (fig. 1).

**L**a formation du Moulin Mont-Roc et les métavolcanites associées, qui marquent la transition entre le Cambrien et l'Ordovicien, témoigneraient d'une crise volcano-tectonique majeure, affectant le Sud du Massif Central pour le moins; les quartzites représentant les produits résultant de la reprise assez brutale de l'érosion d'un continent proche, le Gondwana.

### La série schisteuse noire [schistes de l'Albigeois] (O1c-2)

LA SERIE SCHISTEUSE NOIRE  
Carrière du Moulinal

Fig. 10



Elle débute (fig. 3) par une alternance de niveaux gréseux décimétriques, phylliteux, et de lits schisteux noirs (fig. 10).

La série se poursuit par des **schistes noirs**, homogènes, très fissiles, riches en matière organique; localement accidentés par quelques lits gréseux ou bien par quelques niveaux de métavolcanites acides.

Le plan de schistosité ( $S_{1-2}$ ) montre parfois la trace de la surface de stratification initiale  $S_0$  (fig. 11).

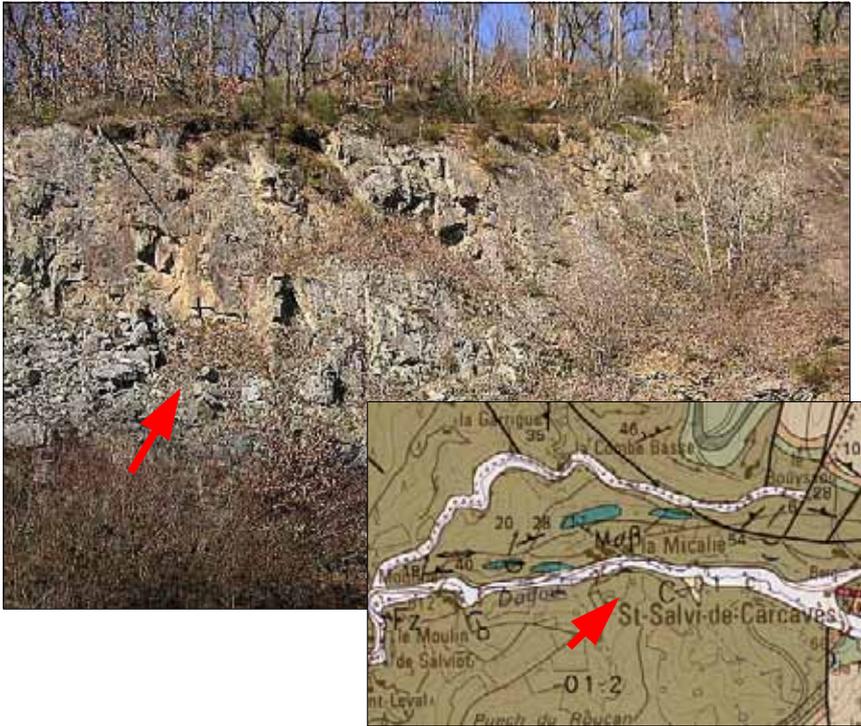
LES SCHISTES NOIRS  
Intersection  $S_0/S_{1-2}$

Fig. 11



**BOUDIN DE METABASITES  
St Salvi de Carcavès**

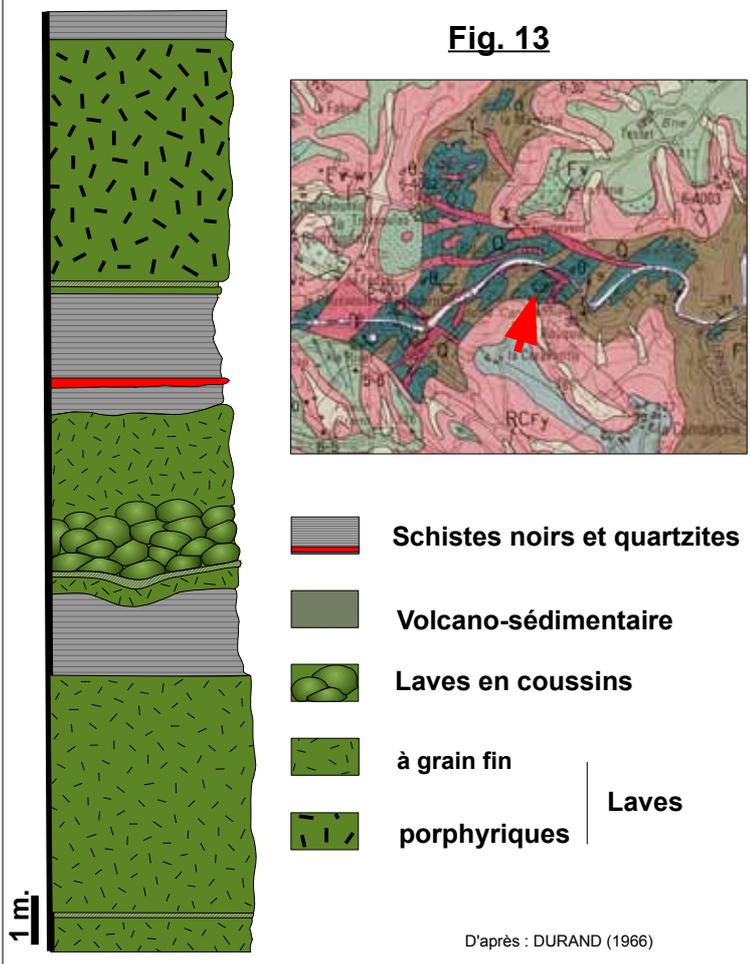
**Fig. 12**



Des **métavolcanites basiques**, de puissance métrique à décamétrique, correspondant à d'anciens **sills doléritiques** ou bien à d'anciennes **coulées basaltiques**, sont interstratifiées au sein des schistes de l'Albigeois. Elles sont particulièrement abondantes au **cœur du synclinal du Dadou**, c'est à dire vers le sommet de cette série noire (fig. 3 et 12).

**LES METABASITES DE LA CARRIERE CARCELLER**

**Fig. 13**



A l'est de Réalmont, les excavations dans une carrière (gisement plombo-zincifère de Peyrebrune) ont permis de reconnaître la présence de **laves en coussin** (DURAND, 1966) au sein de ces métavolcanites (fig. 13).

Ces **structures en coussin** (*pillows lavas*) correspondent à des **tubes de lave** épanchée sur le **fond marin** [<http://www.youtube.com/watch?v=DdIUuUY0L9c&feature=related> – Voir aussi quelques splendides photographies sur le site de Ch. Nicollet: <http://christian.nicollet.free.fr/page/LOT/tubes.html#lava> ].

Les **caractères géochimiques** de ces metabasites témoignent d'un **magmatisme basique** lié à un **régime tectonique distensif** affectant une **croûte continentale amincie** (MARINI, 1987; ALSAC et al., 1987).

Des schistes noirs similaires à ceux-ci se retrouvent dans les écailles des Monts de Lacaune (Murasson, Mélagues) mais sans metabasites, ainsi que dans la nappe de St Sernin sur Rance en association avec des tufs rhyolitiques et quelques rares roches basiques.

*Dans les Cévennes, ce faciès a également été reconnu mais avec une présence plus discrète des metabasites associées.*

***L*** a puissante série schisteuse noire de la base de l'Ordovicien témoignerait d'une sédimentation pélagique distale dans un bassin subsident en cours de formation. Le caractère euxinique des schistes noirs pourrait traduire soit un bassin profond soit une zone de sédimentation confinée, à l'abri des courants marins, permettant ainsi la préservation de la matière organique.

*Le magmatisme basique, qui leur est associé, caractériserait une distension affectant une croûte continentale en voie d'amincissement.*

*D'un point de vue paléogéographique, il faut noter que la présence de ce faciès noir dans tout le Sud du Massif Central, au Nord de la zone axiale de la Montagne Noire, montre une uniformisation des conditions de la sédimentation à l'Ordovicien inférieur (p.p.) et donc l'appartenance de toute cette zone à un même contexte paléogéographique.*

→ *En résumé...*

---

**L**a nappe de St Salvi de Carcavès présente une colonne lithostratigraphique s'étageant du Cambrien moyen (?) à l'Ordovicien inférieur. La sédimentation marine, de type terrigène, s'est effectuée sur une plate-forme épicontinentale, en bordure nord du Gondwana, dans l'Océan médio-européen en cours d'ouverture. Les métavolcanites associées à ces roches témoigneraient d'au moins une crise tectono-magmatique à la base de l'Ordovicien. Il est probable que les métavolcanites basiques de la formation de Mandegourc (Cambrien moyen ?) soient également annonciatrices de l'ouverture de cet océan.

---

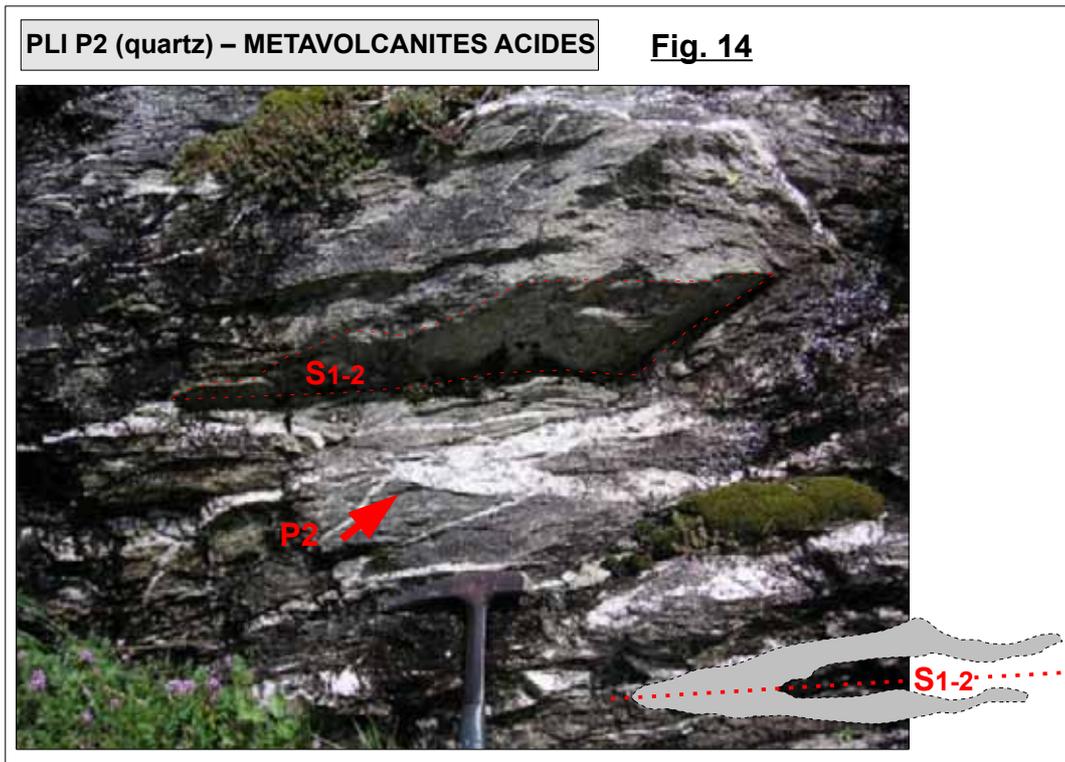
L'analyse tectonique et cartographique de la nappe de St Salvi [cartes au 1/25000 de Réalmont, Carmaux et St Cernin/Rance] montre que la disposition actuelle des masses rocheuses résulte d'une succession de déformations conduisant à une structure très complexe (GUERANGE-LOZES et BURG, 1990).

***Les premières phases de déformation, D1 et D2,***

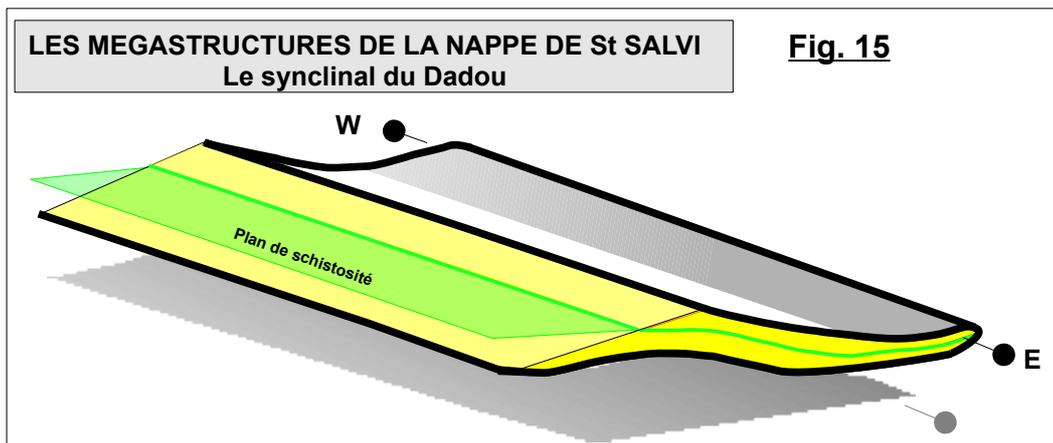
conduisent à l'élaboration d'une **schistosité composite (S0-1-2)**, parallèle à la stratification (S0), initialement sub-horizontale ou peu pentée vers le Nord, qui affecte intimement l'ensemble de la roche. Ces déformations synmétamorphes (métamorphisme de faible degré) sont accompagnées de plis synschisteux, présentant une géométrie complexe.

A l'échelle de l'affleurement, la **schistosité S1** se distingue difficilement de S2 (→ S1-2).

Les **plis P2** sont parfois identifiables (fig. 14) et montrent fréquemment des axes courbes, d'orientation variable.



A l'échelle cartographique, des **mégastructures plissées** (fig. 15), synschisteuses et synmétamorphes, d'échelle kilométrique, déversées vers le Sud et d'orientation originelle sensiblement E-W, sont attribuées à la phase **D1** de ces déformations précoces.



Le **synclinal du Dadou**, structure principale de la nappe de St Salvi, est l'une de ces structures plissées.

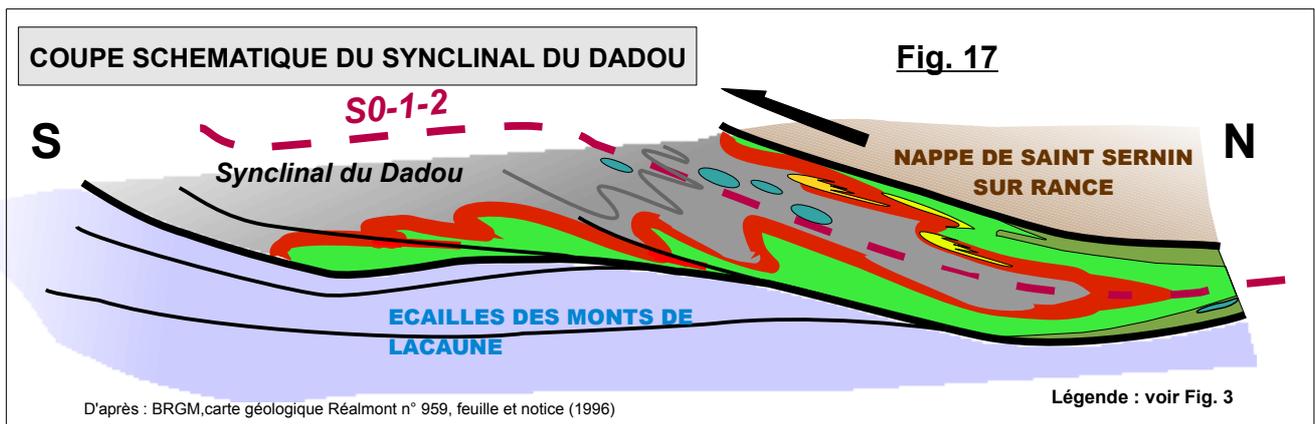
Par la suite, une **tectonique d'écaillage** très intense (**D2**) affecte l'ensemble de la pile lithologique. Des plans de cisaillement internes, souvent proches du plan de schistosité principal S<sub>0-1-2</sub>, parfois jalonnés par des filons de quartz, se forment ainsi que les **plans de cisaillement principaux** qui limitent la nappe (fig. 16 et 17).

Ces deux déformations **D1** et **D2** semblent s'enchaîner de façon continue; selon un même mouvement des masses rocheuses se déplaçant progressivement vers le Sud (fig. 1, 2 et 17).

Les déformations liées à la mise en place de la chaîne hercynienne progressent ainsi vers l'avant-pays.



*La nappe de St Salvi de Carcavès est née...*

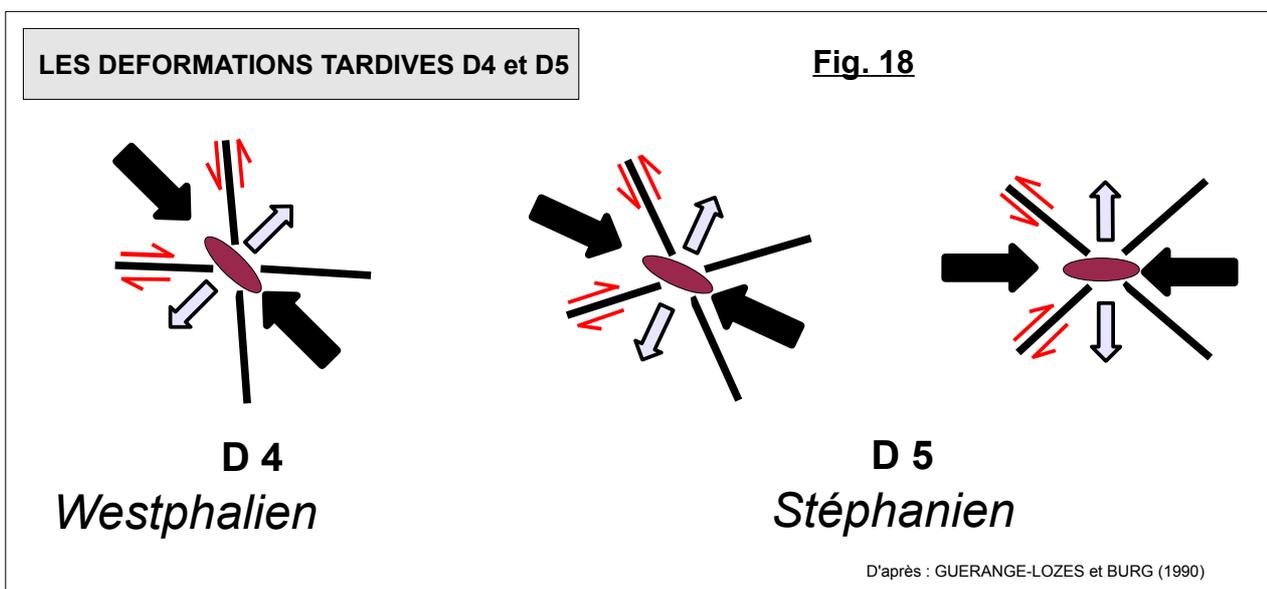


Dans la **nappe de St Sernin sur Rance**, la phase tectono-métamorphique **D2** a été datée (nombreuses variations des mesures: de 380 +/- 10 à 337,7 +/- 3,4 Ma.; notice carte Réalmont) et fournit un âge moyen autour de **350 – 340 Ma.** (Viséen inférieur).

***Les déformations tardives D3-D4 et D5,***

associées à la **mise en place de granitoïdes**, sont marquées notamment par une **intense fracturation** (décrochements), qui affecte l'ensemble du bâti, ainsi que par des plis à grand rayon de courbure (**D4-D5**). Ceux-ci vont déformer la nappe de St Salvi et lui donner son aspect cartographique actuel. Bien évidemment, les structures créées antérieurement, notamment les discontinuités, vont rejouer, s'adaptant ainsi aux nouvelles contraintes.

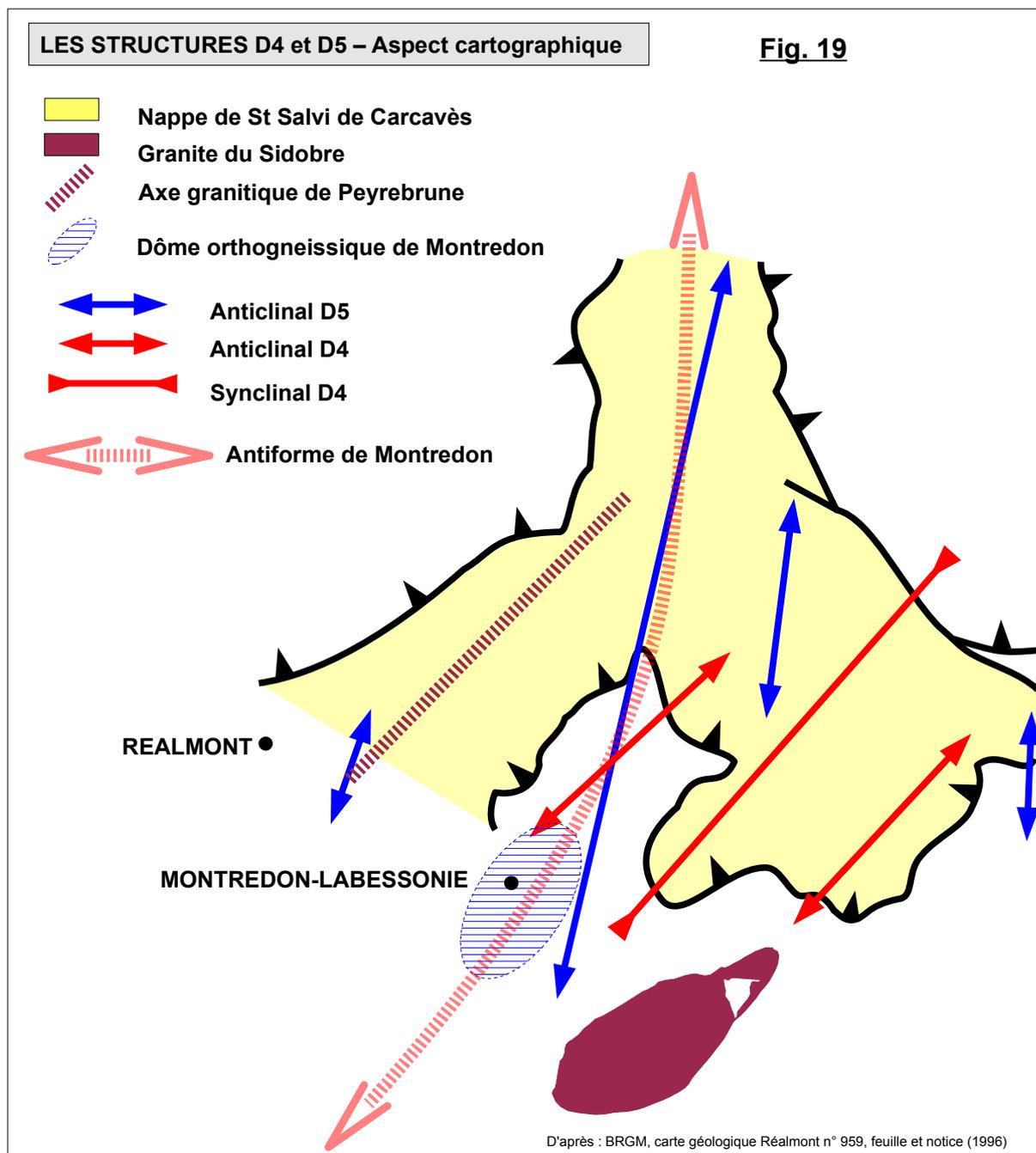
Si la **déformation D3** est très discrète dans la nappe de St Salvi (initiation du décrochement dextre de Roquecézière?), les déformations **D4** et **D5** y sont bien marquées et correspondent à deux épisodes distincts d'un même **continuum de déformation** qui voit la direction de compression passer d'une orientation NW-SE (fin Westphalien - base du Stéphanien) à E-W (Stéphanien) (GUERANGE-LOZES et BURG, 1990) (fig.18).



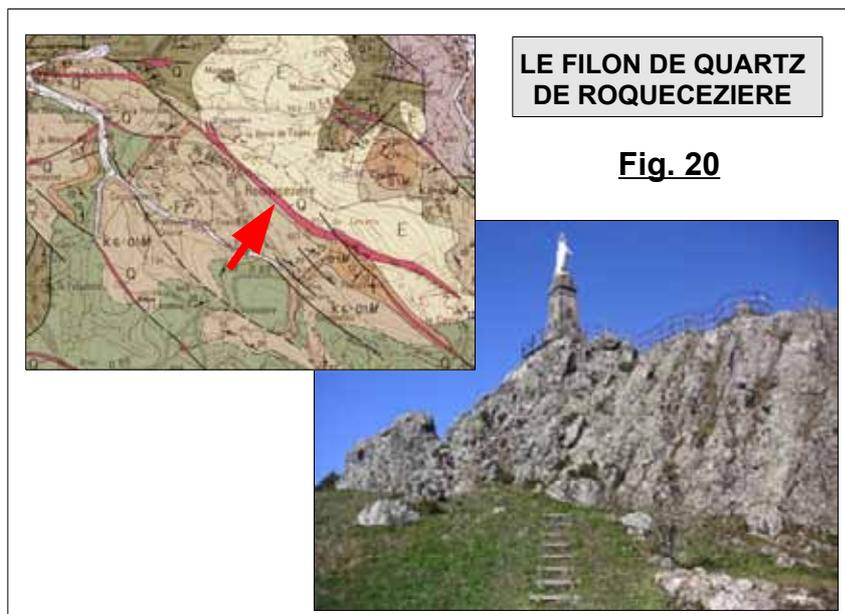
## ►► La déformation D4.

On peut rapporter à la déformation **D4**, outre une importante fracturation du bâti, les structures suivantes (fig. 19) (GUEREANGE-LOZES et BURG, 1990) :

- la mise en place de massifs granitiques d'extension très variable [massif du Sidobre, filons granitiques de Peyrebrune, corps granite caché du dôme orthogneissique de Montredon];
- d'amples plis de dimensions cartographiques, et à grand rayon de courbure, de direction axiale NE. - SW. , plongeant légèrement vers le NE.



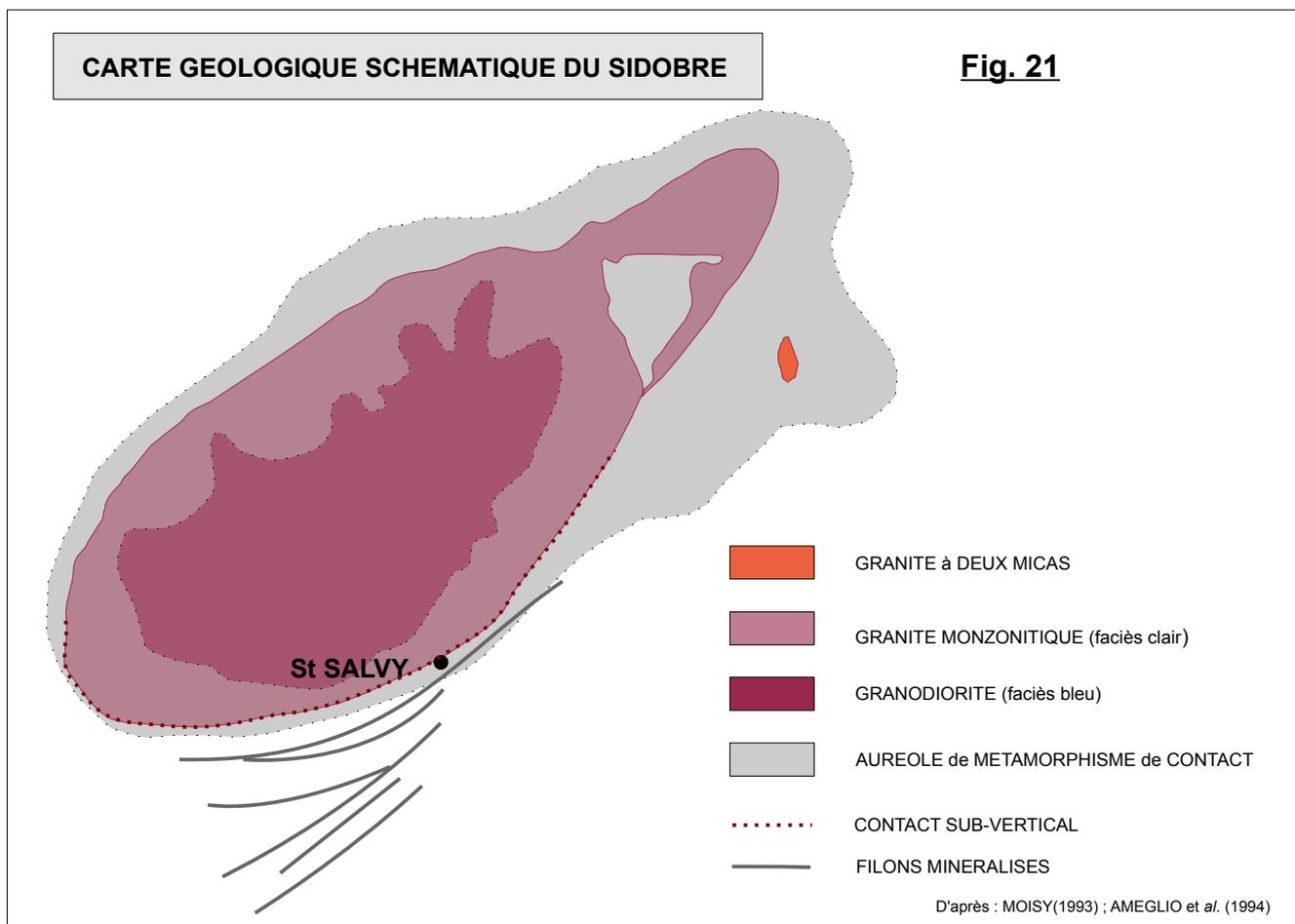
● L'imposant **filon de quartz de Roquecézière** (NW-SE) (**D3 ? - D4**) est une illustration remarquable des structures, liées à la fracturation, créées au cours de ces phases tardives de la déformation (fig. 20).



**Fig. 20**

● La mise en place du **massif granitique du Sidobre**, d'âge Westphalien supérieur - début Stéphanien (304 +/- 8 Ma., PIN 1991 in GEBELIN et al., 2009), orienté cartographiquement selon un axe E.NE.-W.SW (fig. 19), est à rattacher à la phase **D 4**.

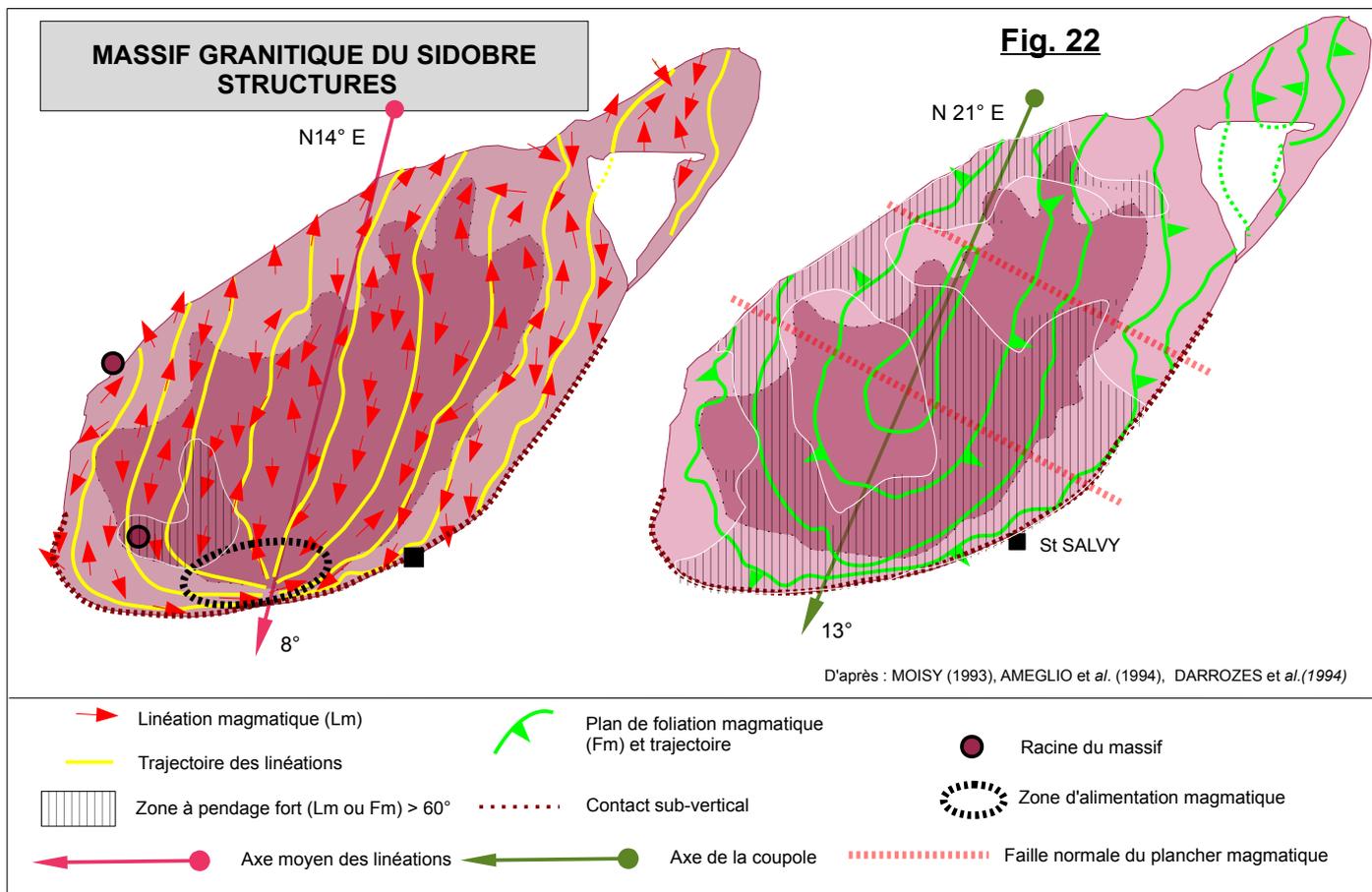
*Ce massif (fig. 21) est intrusif dans les matériaux schisteux qui constituent la nappe des Monts de Lacaune et n'intéresse donc pas directement la nappe de St Salvi. Toutefois, son étude apporte des précisions sur la déformation **D4**.*



**Fig. 21**

D'après : MOISY(1993) ; AMEGLIO et al. (1994)

Il a acquis, au cours de sa mise en place, probablement vers 7 km de profondeur (MOISY, 1993), la forme d'une **couple**, d'axe N.NE-S.SW (N21°E), comme le révèle la cartographie des **structures planaires magmatiques** (fig. 22).

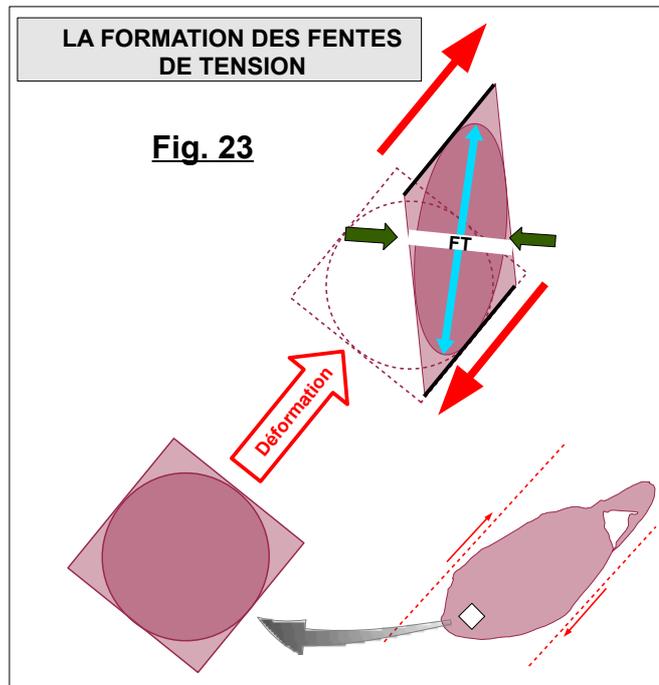


Les **études géophysiques** (gravimétrie ...) réalisées (AMEGLIO et al., 1994; DARROZES et al., 1994) montrent notamment:

- qu'il constitue une **lentille de faible épaisseur** (< 3,5 km au SW. du massif), enracinée au SW., avec au moins une **zone d'alimentation magmatique** dans cette partie, ce que confirme l'analyse des **structures linéaires** du granite à l'échelle du massif (fig. 22);
- que le granite présente, dans sa partie SW. (la plus épaisse) des **contacts sub-verticaux** avec son encaissant (fig. 21); le granite s'ennoyant sous les schistes ailleurs (secteur NW. à E.NE.);
- que **deux failles normales N120°E**, à pendage NE. et SW., accidentent le plancher granitique (fig. 22).

Un certain nombre d'observations (allure sigmoïde des linéations ...) permettent d'envisager une mise en place **contemporaine** d'un **cisaillement dextre**, selon une direction NE.-SW. (MOISY, 1993, ....).

Cela est notamment en accord avec la direction moyenne des nombreux **filons aplo-pegmatitiques** (N 93°E; 70°N.NE) qui balafrent le massif et correspondent très vraisemblablement aux liquides magmatiques résiduels mis en place dans un contexte de **fentes de tension** (MOISY, 1993) (fig. 23).



**Le modèle tectonique (fig. 24)** que l'on peut proposer suggère que le massif du Sidobre se soit mis en place au cours d'un **cisaillement dextre**, de direction sensiblement NE.-SW., pendant lequel le magma aurait intrudé en force les schistes environnants; probablement à la faveur de **plans de discontinuités** tels que le plan de schistosité (S1-2 ?) ou un plan de cisaillement sub-parallèle à ce dernier.

Ce cisaillement aurait créé une **zone en distension** (fig. 24 A) favorable à la mise en place du magma dans la croûte supérieure. Les **failles normales** (fig. 22) N120°E, à pendage vers le NE. ou le SW., qui affectent le plancher du massif granitique, témoigneraient de cette extension. Elles auraient permis, en partie, au magma granitique de se mettre en place.

La **coupole granitique**, de direction N21°E, que dessinent les plans de la **foliation magmatique** (fig. 22), serait liée à une **compression** de direction W.NW.-E.SE., soit la direction des failles normales.

Il est fort probable que le **flux magmatique** (mis en évidence par les linéations, fig. 22) ait été canalisé par cette compression, selon une direction N.NE.-S.SW.; le magma s'écoulant vers le N.NE.

Au cours du **refroidissement** du magma granitique (passage de la transition ductile-fragile), la direction des contraintes tourne dans un sens anti-horaire (fig. 24 B); la compression se rapprochant d'une direction E.-W. Le liquide granitique résiduel, en surpression (?), cristallise dans les **fentes de tension** ouvertes dans la masse rigidifiée (fig. 23).

Ce **modèle**, proposé par M. MOISY (1993), est analogue à celui retenu pour la **mise en place, syntectonique, des granitoïdes**, entre 350 et 300 Ma., dans le Sud du **Massif Armoricaïn** et le **Limousin** (GEBELIN et *al.*, 2008, 2009) (fig. 24 C).

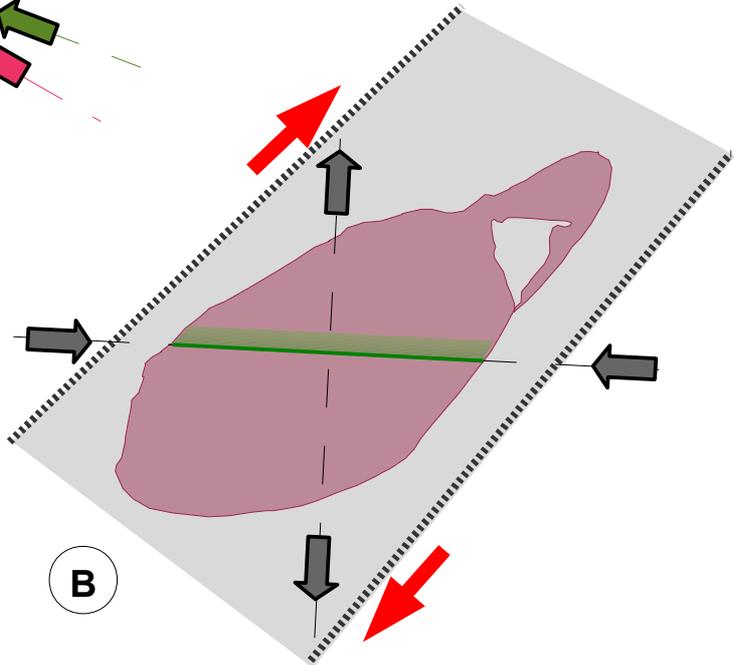
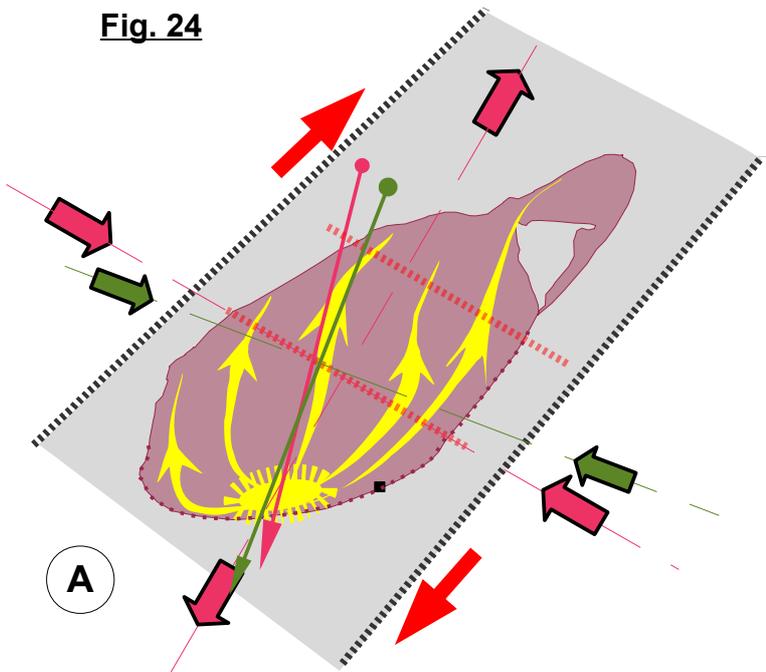
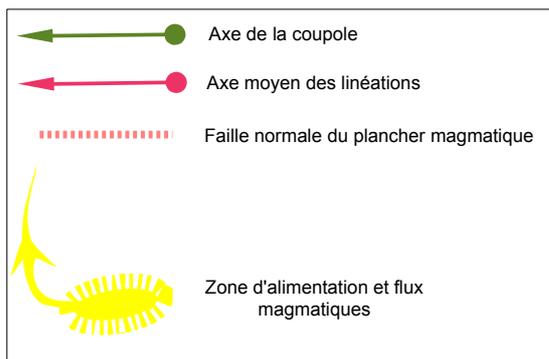
La **formation des fentes de tension** (filons aplo-pegmatitiques) pourrait être corrélée avec la phase **D5** eu égard à la direction de compression (~ E.W.) qu'elles révèlent.

**L'histoire du Massif syntectonique du Sidobre jalonne donc les déformations D4 et D5.**

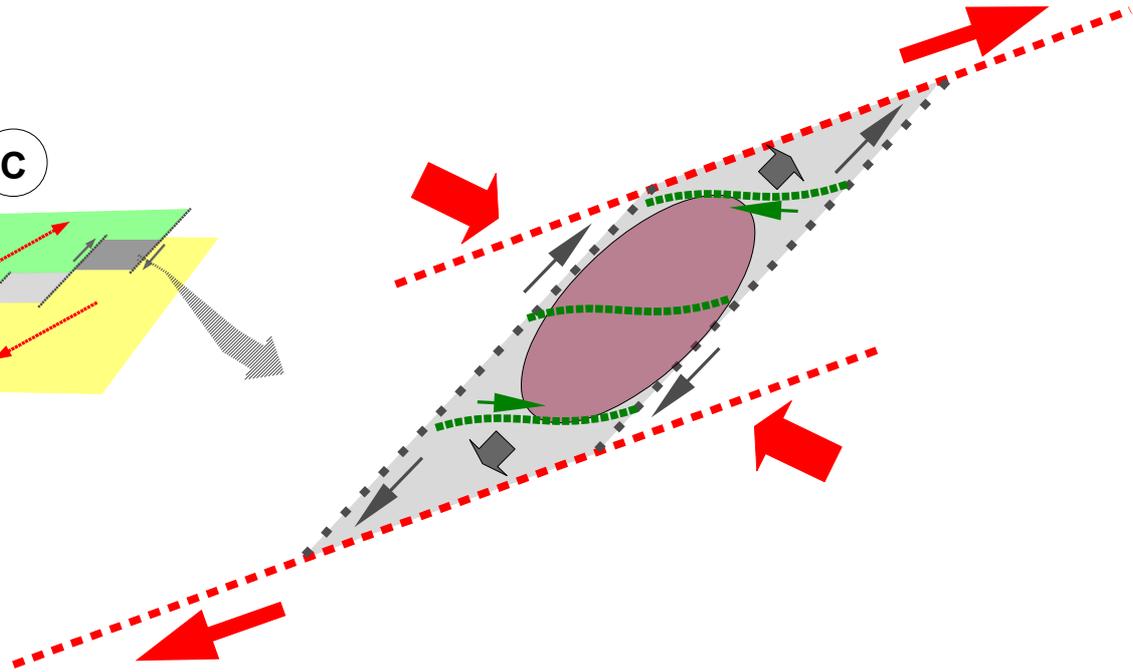
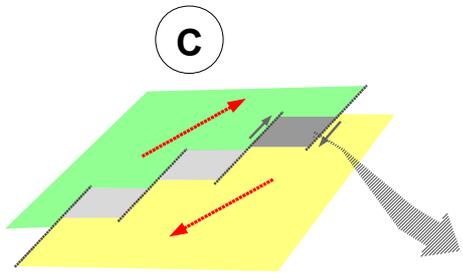
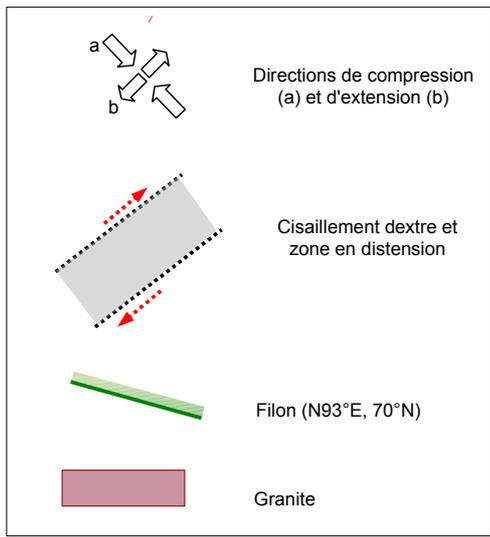
Il faut noter qu'à la fin de l'histoire magmatique du granite du Sidobre se mettent en place, dans un contexte de cisaillement dextre (fig. 21), les **minéralisations zincifères**, riches en **germanium** et en **cadmium**, du gisement filonien de **St Salvy**: **Sphalérite** [(Zn,Fe)S], **Galène** [PbS] argentifère..... (FOGLIERINI et *al.*, 1980; TOLLON et *al.*, 1980; CASSARD et *al.* 1993; MOISY, 1993).

Fig. 24

**LE MASSIF GRANITIQUE DU SIDOBRE  
HYPOTHESE DE MISE EN PLACE**

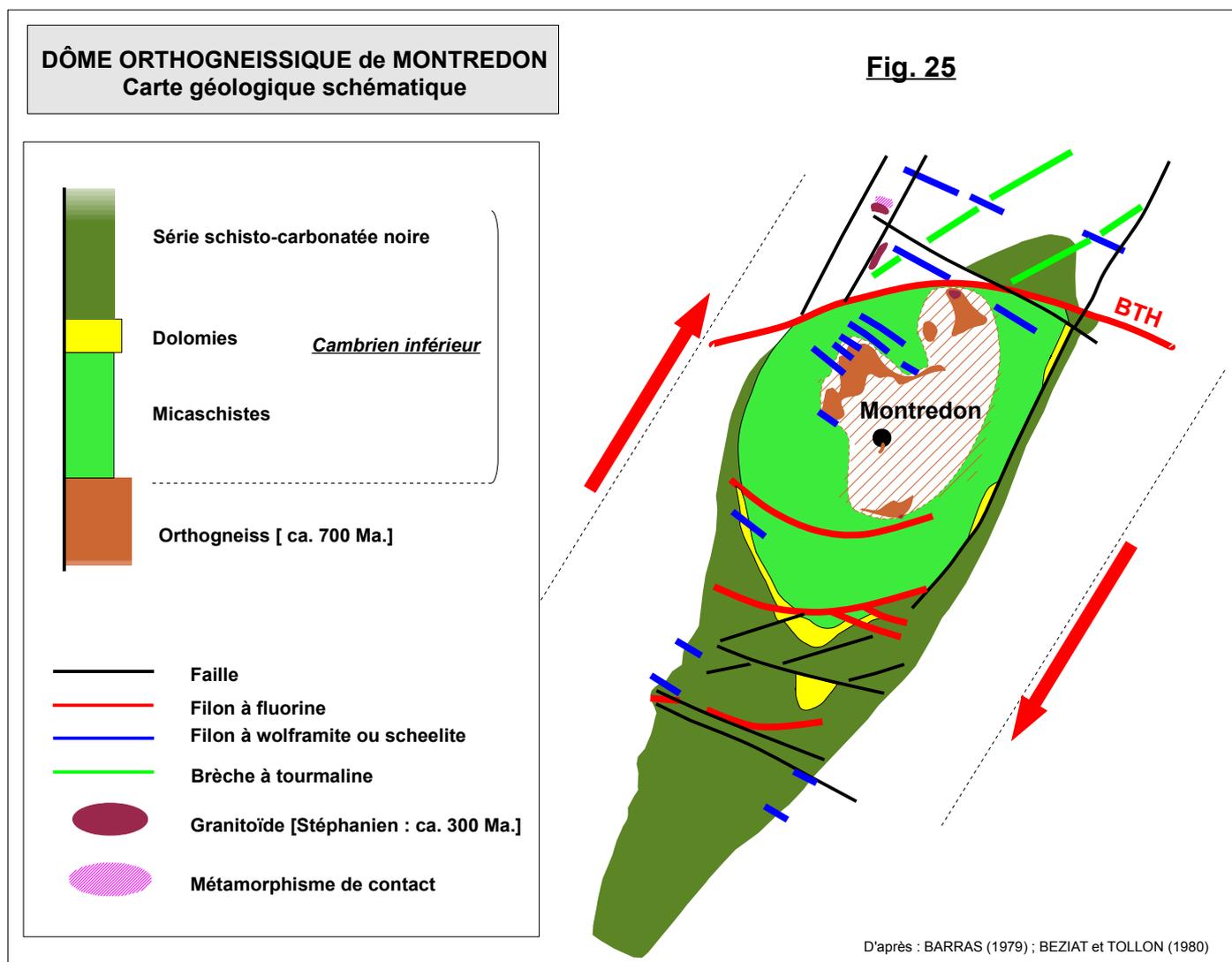


D'après les données de : MOISY (1993), AMEGLIO et al. (1994), DARROZES et al. (1994)

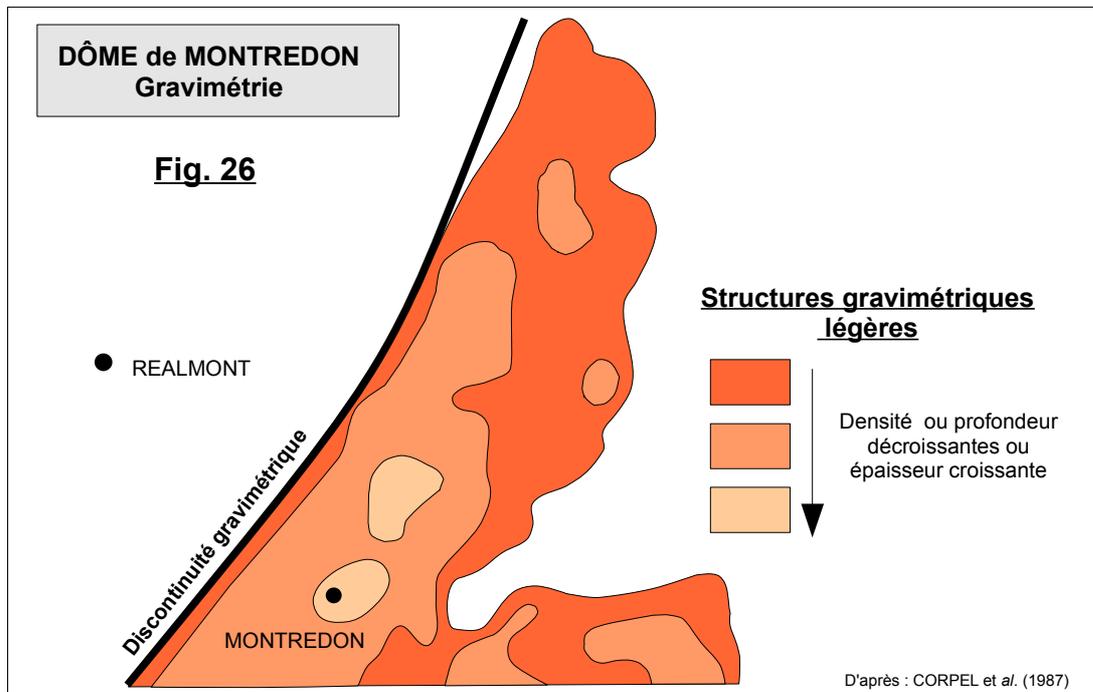


D'après : MOISY, 1993; GEBELIN et al., 2007.

● **Le dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié** (fig. 19 et 25) est une structure complexe initiée au cours de la phase **D4** et vraisemblablement contemporaine de la mise en place, sous la nappe de St Salvi (*et donc dans la nappe des Monts de Lacaune*), d'au moins un **corps granitique sub-affleurant** (CORPEL et al, 1987; GUERANGE-LOZES et BURG, 1990).



Les **études géophysiques** (CORPEL et al., 1987) ont, en effet, permis de mettre en évidence l'existence d'un **corps léger**, probablement granitique, d'orientation NE-SW, situé à l'aplomb de la structure de Montredon, ainsi que la présence à 10 km de profondeur, de **discontinuités gravimétriques** jalonnant le flanc ouest de cette structure (fig. 26).



Cette hypothèse est confirmée par l'existence de quelques très modestes **affleurements granitiques** au voisinage du **dôme orthogneissique de Montredon** (fig. 25) (BARRAS, 1979; BEZIAT et TOLLON, 1980) et par la présence de traces de **métamorphisme de contact** (schistes tachetés).

Des **datations de biotite et muscovite**, liées à ce métamorphisme thermique, **autour de 303 Ma** (COSTA, 1990 *in* notice carte Réalmont), permettent d'attribuer à la mise en place de ce granite un âge **stéphanien**. L'extension et l'importance de ce corps granitique caché demeurent inconnues.

Les très nombreux **filons quartzeux minéralisés en wolframite** (fig. 25) qui hachent le dôme de Montredon ont été assimilés à des **fentes de tension** (BEZIAT et TOLLON, 1980) ouvertes au cours d'un **cisaillement dextre**, probablement selon une **direction NE.-SW.**

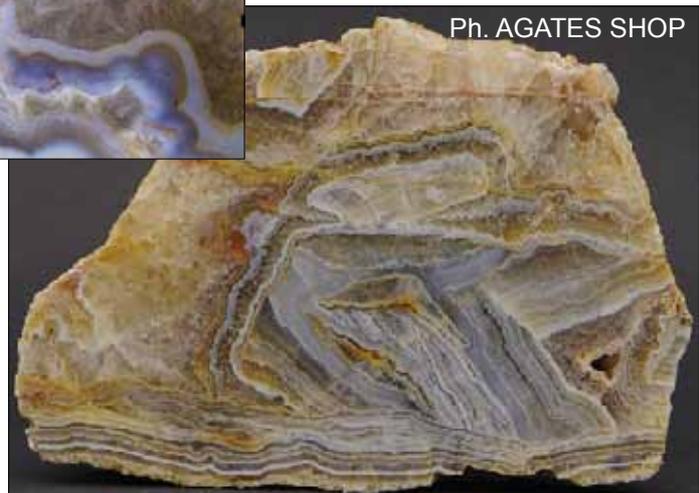
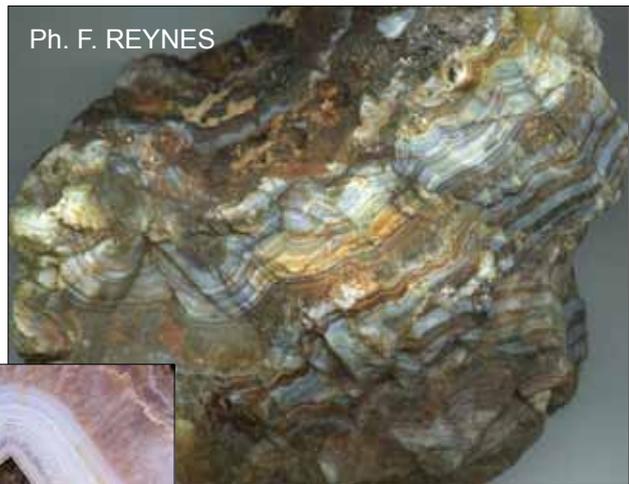
Le réseau filonien dans ce secteur présente toutefois une géométrie très complexe: il est fort probable que se sont succédées plusieurs générations filoniennes, chacune étant l'aboutissement d'un état de contraintes différent.

Le «**dyke**» de **Roquemaure**, au Nord du dôme orthogneissique de Montredon (fig. 25), est **une brèche tectonique hypersilicifiée (BTH)** témoignant du caractère pluriphasé de la fracturation à l'origine de la mise en place filonienne.

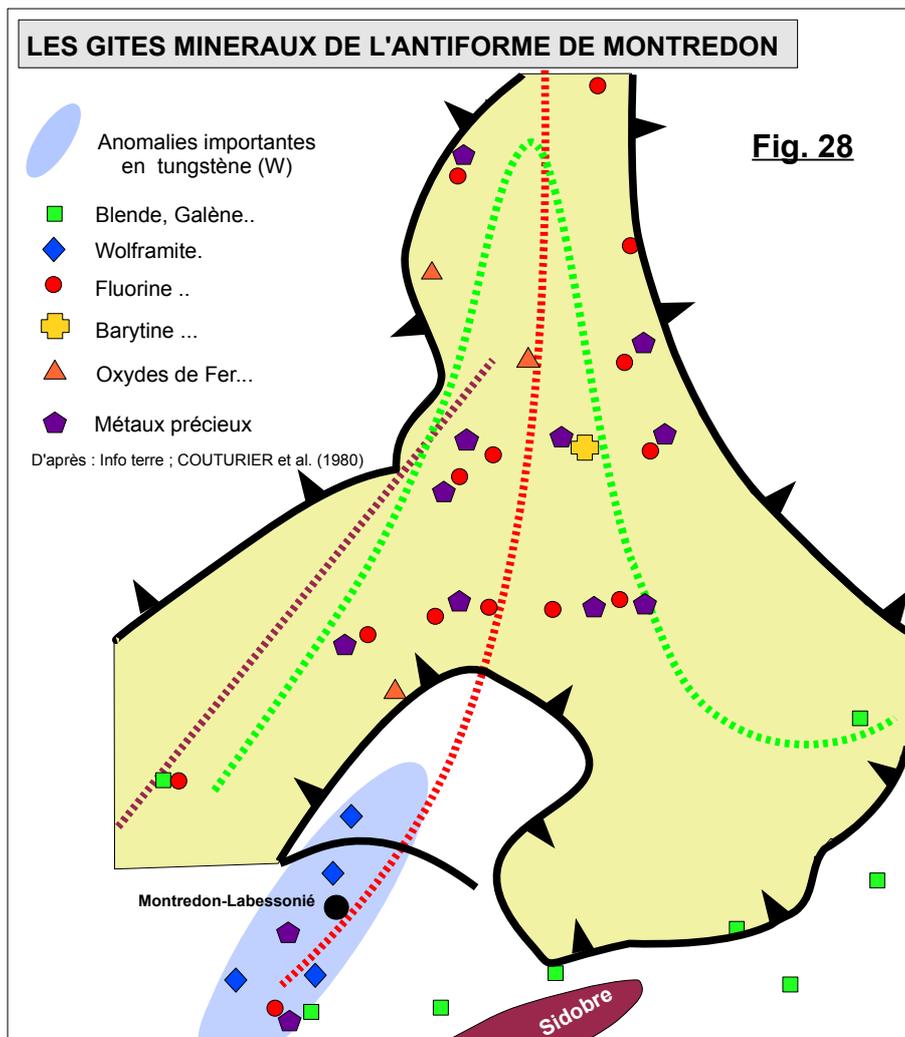
Les apports successifs de **fluides hydrothermaux**, riches en silice et en minéraux dissouts, ainsi que la bréchification réitérée, ont produit des roches très prisées par les collectionneurs: les **agates de Montredon-Labessonié** dont la réputation n'est plus à faire (fig. 27).

LES AGATES  
DE  
MONTREDON-LABESSONNIE

**Fig. 27**



La mise en place d'un corps granitique et la fracturation qui se développe au cours du cisaillement dextre seraient à l'origine des **minéralisations économiquement intéressantes** (fig. 28) que l'on trouve au droit du dôme de Montredon-Labessonnié (**Wolframite**  $[(Fe, Mn)WO_4]$ , **Scheelite**  $[CaWO_4]$ ....) ou bien plus au NE, dans le prolongement du dôme (**Fluorine**  $[CaF_2]$ , **Barytine**  $[BaSO_4]$ ,.....).



Le dôme orthogneissique de Montredon a initié très probablement le trait structural majeur de l'Albigeois: **l'antiforme de Montredon-Labessonnié** (fig. 19) qui va prendre son plein développement au cours de la phase suivante **D5**.

● Sur le flanc nord-ouest du dôme orthogneissique de Montredon, à l'Est de Réalmont, affleure le **granite de Peyrebrune** (*granite à grain fin, monzonitique à biotite*) accompagné d'un cortège de petits **corps intrusifs annexes**; l'ensemble s'alignant selon un axe NE.- SW. (fig. 19).

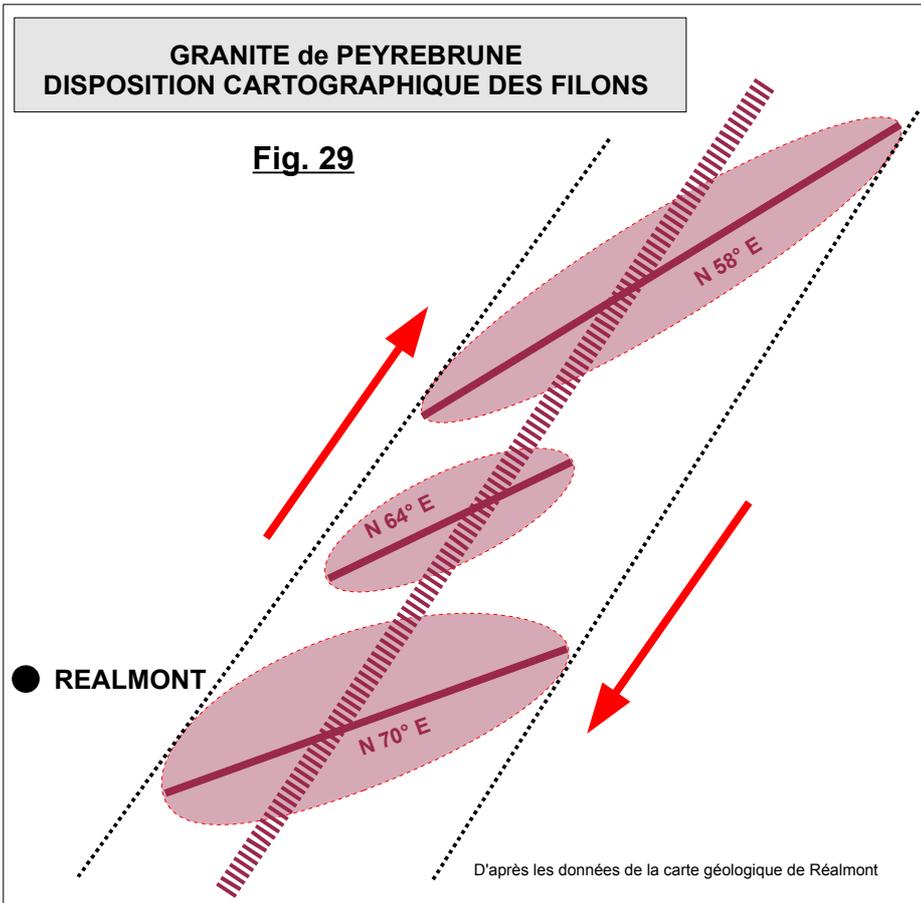
Ce granite, présentant des **faciès subvolcaniques**, est intrusif sous forme de lames (métriques à hectométriques), d'orientation très variée, dans les schistes noirs et les metabasites au cœur du synclinal du Dadou et prends en écharpe le flanc inverse de cette méga-structure.

La **datation** de l'un de ces **corps annexes** a fourni un **âge tardi-stéphanien – début du Permien** (295 Ma.). Le granite de Peyrebrune serait donc plus récent que celui du Sidobre.

Les **orientations variables** de ces lames intrusives pourraient témoigner de **mis en place échelonnées** au cours des phases de déformation tardives **D4** et **D5**, par **ouvertures de fractures préexistantes** d'orientation optimale compte-tenu de la variation de l'orientation des contraintes. Un **modèle de mise en place** analogue à celui du **Sidobre** (fig. 24 C) pourrait être évoqué.

Il est intéressant de remarquer que le **granite de Peyrebrune** et son cortège de petits corps intrusifs annexes présentent une **disposition cartographique** particulière.

En effet, ces intrusions se regroupent, sur un axe d'orientation NE. – SW., selon trois secteurs disposés en échelon (fig. 29).

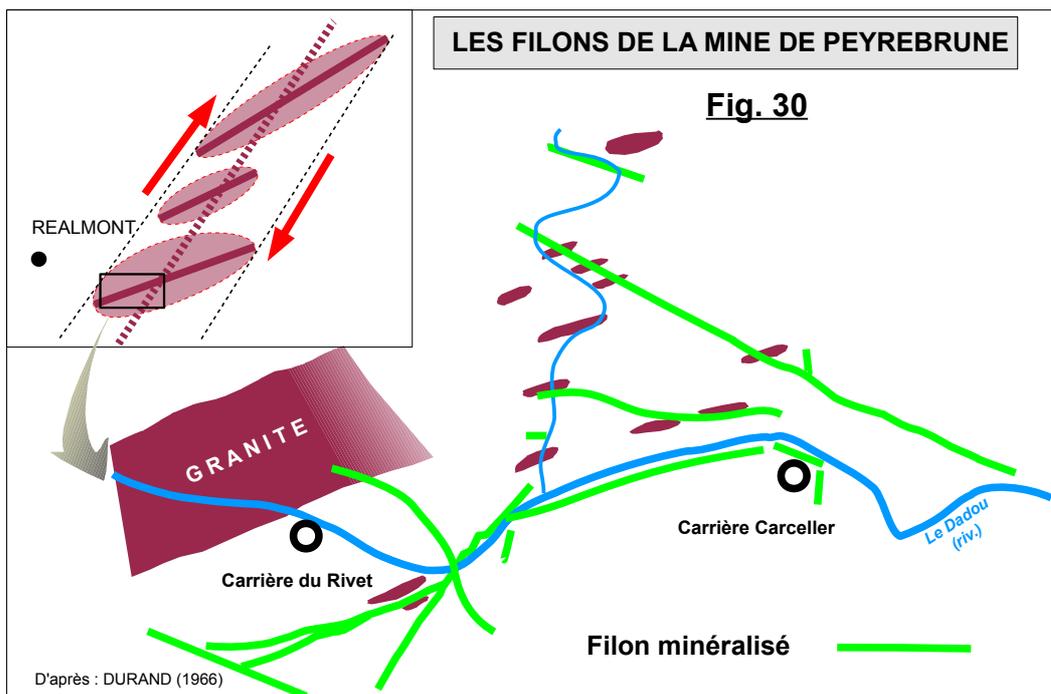


Un tel dispositif évoque encore des **fentes de tension en échelon** apparaissant au cours d'un **cisaillement, ici dextre**.

**Il est à noter** que le nombre et la densité des filons granitiques semblent diminuer très nettement lorsque l'on passe du secteur situé à l'Est de Réalmont jusqu'au secteur situé au NE.

**Deux autres secteurs à filons granitiques, en échelon**, de moindre importance, se retrouvent plus au Nord, à l'Est d'Albi et à l'Est de Carmaux (nappe de St Sernin sur Rance).

A l'Est de Réalmont, la **mine de Peyrebrune** a exploité des filons minéralisés (DURAND, 1966) (**Sphalérite**, **Galène** argentifère, ...), à fort pendage généralement vers le N. ou le NE., qui recoupent les lames granitiques. La disposition cartographique de ces filons est également en accord avec un tel cisaillement dextre (fig. 30).



Fort vraisemblablement, la **mise en place** de ces **minéralisations** s'est faite de **manière polyphasée** au cours d'un **cisaillement progressif** intervenant dans un champ de contraintes dont la **direction de compression** passe d'une direction NW. - SE. à E. - W. (fig. 18).

La mise en place du granite de Peyrebrune (recoupé par les filons) étant datée de la fin du Stéphanien – début du Permien, il est probable que les filons minéralisés, plus tardifs, soient à relier à la déformation **D5**.

● Des **ondulations à grand rayon de courbure** (fig. 19) témoignent de l'orientation NW. - SE. de la compression liée à la déformation **D4** (GUERANGE-LOZES et BURG, 1990).

## ►► La déformation D5.

La déformation tardive **D5** se matérialise par de grandes structures, d'échelle cartographique (fig. 19):

- l'antiforme de Montredon et le dôme orthogneissique qui lui est associé;
- l'axe granitique de Peyrebrune (*p.p.*?);
- des failles et filons quartzeux parfois minéralisés.....,

ainsi que par de petits objets tectoniques: plis droits synschisteux.... à l'échelle de l'affleurement.

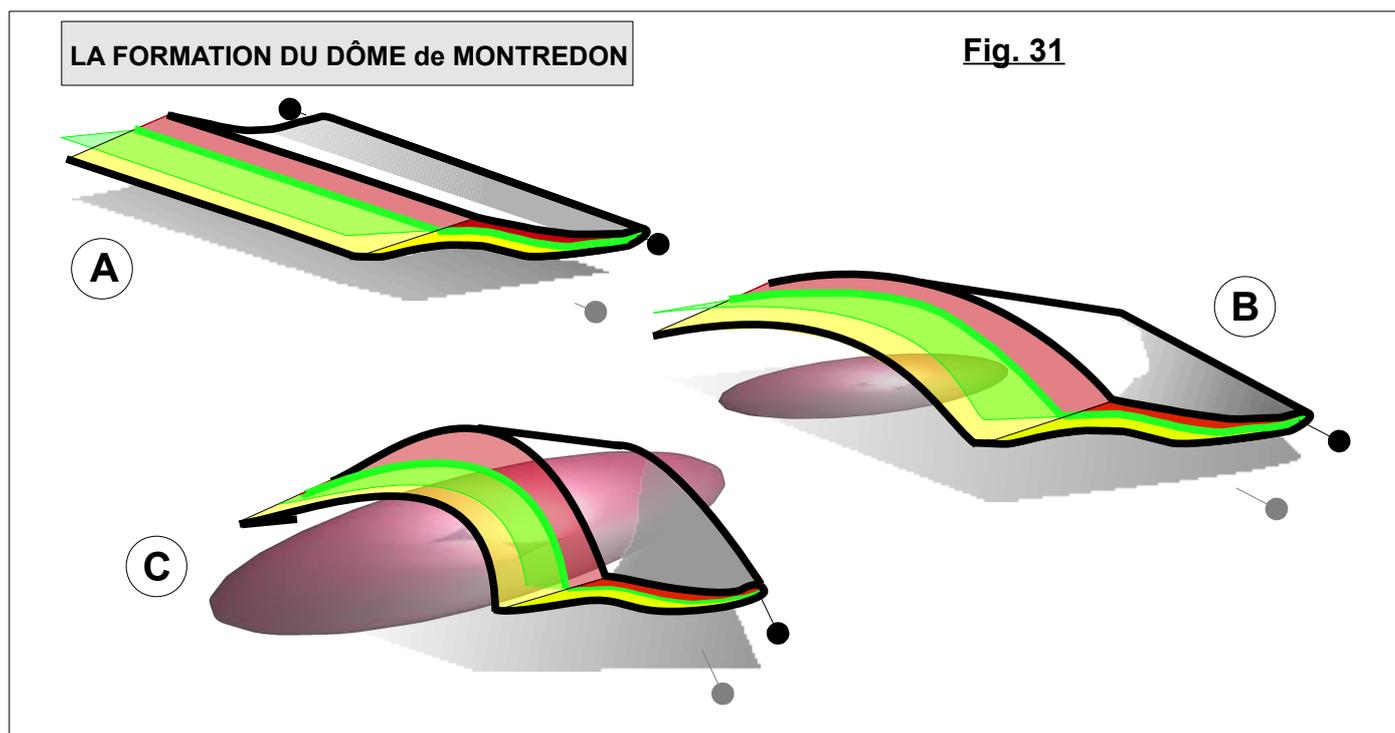
Les divers corps granitiques liés à la phase **D4** achèvent, ou poursuivent, leurs mises en place alors que s'édifie le trait structural majeur de l'albigeois: l'**antiforme de Montredon-Labessonnié** (GUERANGE-LOZES et BURG, 1990).

Cette structure, orientée selon un axe N.NE.-S.SW et plongeant légèrement vers le N.NE., a probablement débuté sa formation au cours de la mise en place du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié (**D4**), liée à une intrusion granitique sous-jacente.

Les schémas présentés ci-dessous tentent d'illustrer le processus de mise en place d'un corps granitique concomitante à la formation du dôme de Montredon.

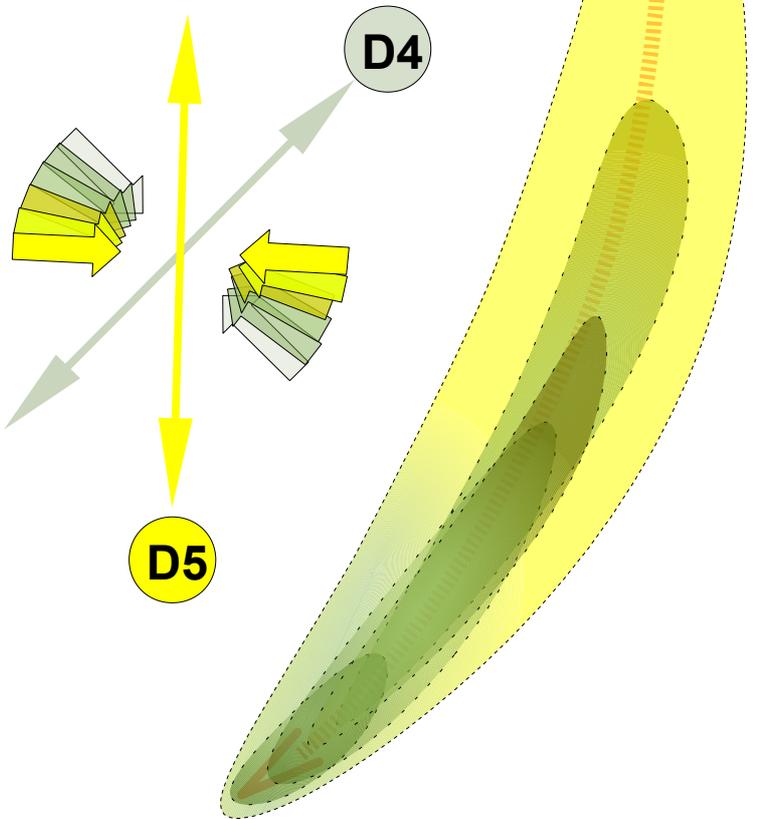
1 - La structure interne principale de la nappe de St Salvi est un **synclinal pluri-kilométrique (D1+D2)** d'orientation E-W et déversé vers le Sud (fig. 31 A).

2 - La mise en place progressive d'un corps granitique sous-jacent déforme la nappe au cours d'une compression (**D4**) NW. - SE. (fig. 31 B et C; fig. 32).



FORMATION PROGRESSIVE  
DE  
L'ANTIFORME DE MONTREDON

Fig. 32



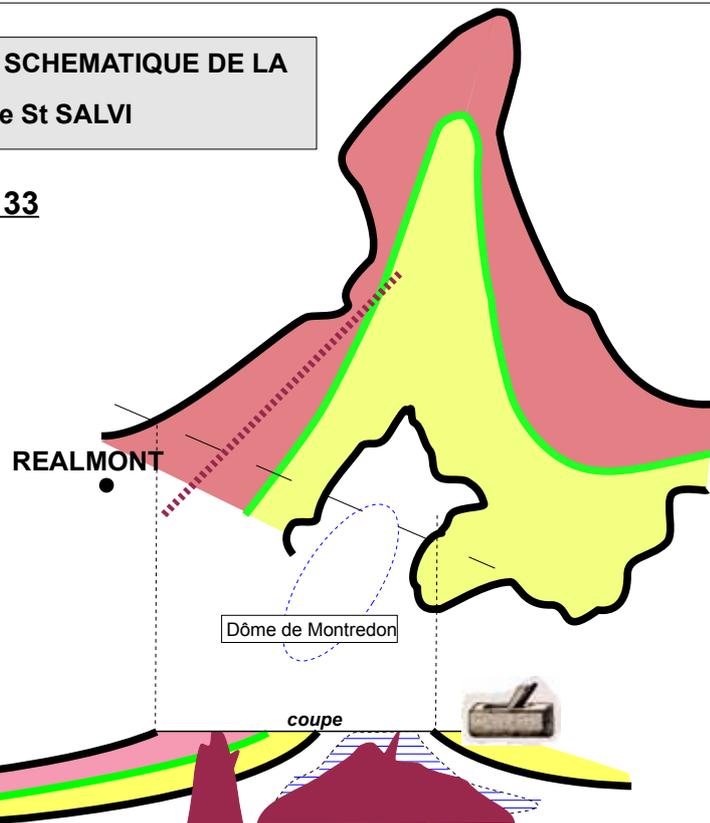
Il est probable que cette structure a joué le rôle d'une **hétérogénéité** sur laquelle s'est moulée l'antiforme de Montredon-Labessonié; la direction de compression passant progressivement d'une orientation NW. - SE. à sensiblement E. - W. (fig. 32)

L'antiforme de Montredon-Labessonié serait ainsi une **structure progressivement mise en place** au cours des déformations tardives **D4** et **D5** (fig. 32).

Cette structure **D4 - D5** est responsable de l'**aspect cartographique actuel** de la nappe de St Salvi; l'érosion ayant **raboté** la partie supérieure de l'antiforme, mettant alors à jour la nappe sous-jacente, qui apparaît en **demi-fenêtre**, et sa partie la plus ancienne: le **dôme orthogneissique de Montredon-Labessonié** (fig. 33).

CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DE LA  
NAPPE de St SALVI

Fig. 33

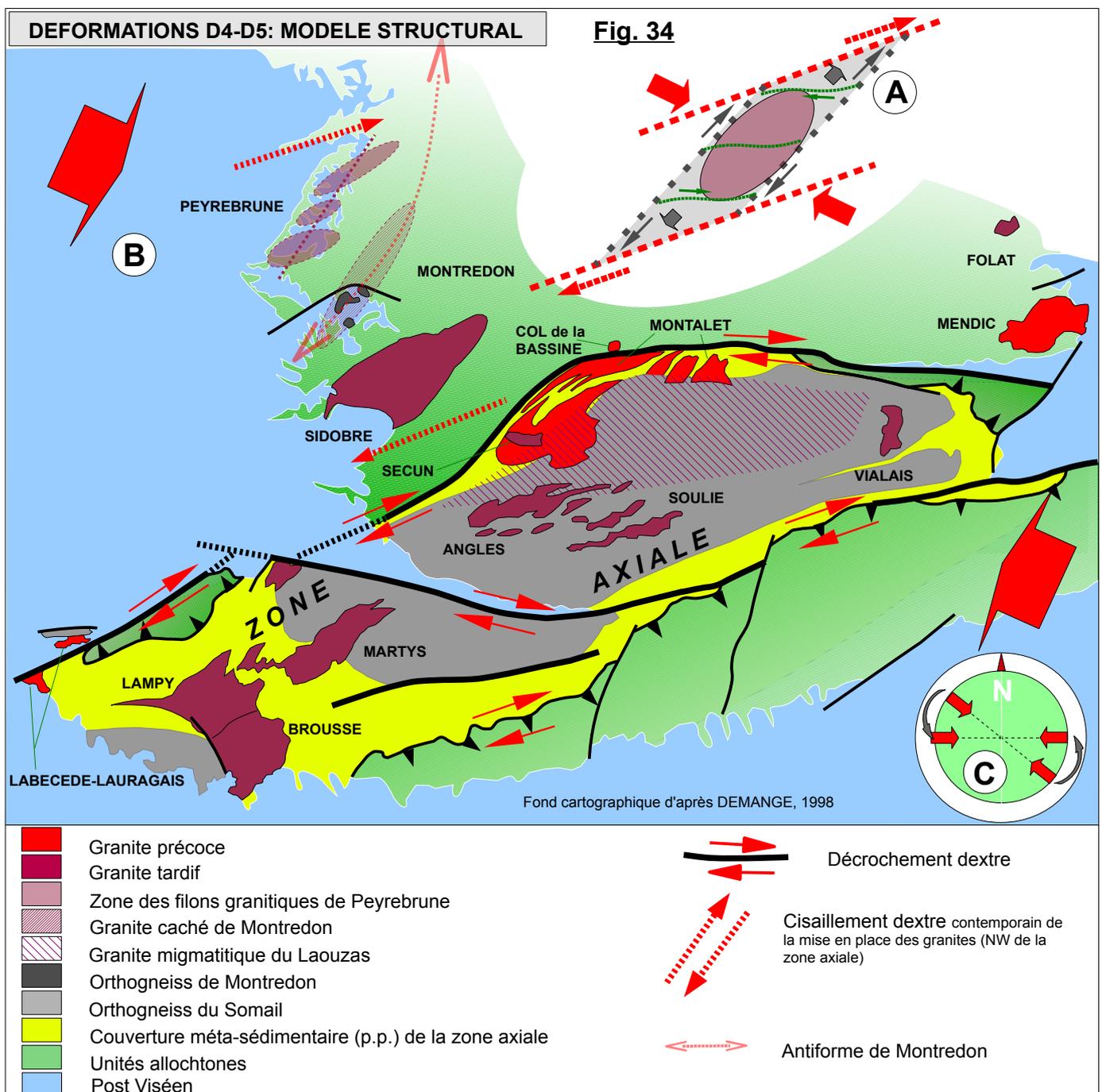


**L**e modèle structural (fig. 34) que l'on peut retenir, concernant les déformations tardives D4 et D5, est celui d'une zone de cisaillement dextre E.NE. - W.SW., liée à une compression d'axe moyen W.NW. - E.SE., pendant laquelle:

- se mettent en place des granites syntectoniques (laccolite du Sidobre, filons de Peyrebrune..), dans des zones en distension affectant la croûte supérieure (fig. 34 A);
- et les filons minéralisés liés à ces venues magmatiques;
- se forme l'antiforme de Montredon-Labessonnié (et le dôme orthogneissique qui lui est associé), structure tardive principale de l'Albigeois cristallin (fig. 34 B);

alors qu'une intense fracturation (décrochements, fig. 34 B) affecte l'ensemble du bâti hercynien et que s'établissent, dans des zones en distension, les bassins dissymétriques stéphaniens ou stéphano-permiens (Graissessac, Brousse-Broquiès, St Affrique, Réalmont...) (BONIJOLY et al., 1983; BURG et al., 1994).

Cette zone de cisaillement dextre, E.NE. - W.SW., rappelle les paléo-rides volcaniques, de direction N60°E à N80°E, ayant joué en distension entre le Cambrien inférieur et la base de l'Ordovicien, évoquées par GUERANGE-LOZES et BURG (1990). Ces fractures crustales auraient permis l'émission des volcanites cambro-ordoviciennes ( $\delta\theta$  et  $\rho\lambda$ ; fig. 3) mais aussi initié la formation des mégastructures précoces D1.



Une structure distensive prévarisque, de direction NE. - SW., est aussi suggérée pour ce qui concerne la mise en place de méta-granites cambriens dans – et à proximité – de la zone Axiale de la Montagne Noire (BARD, 1979).

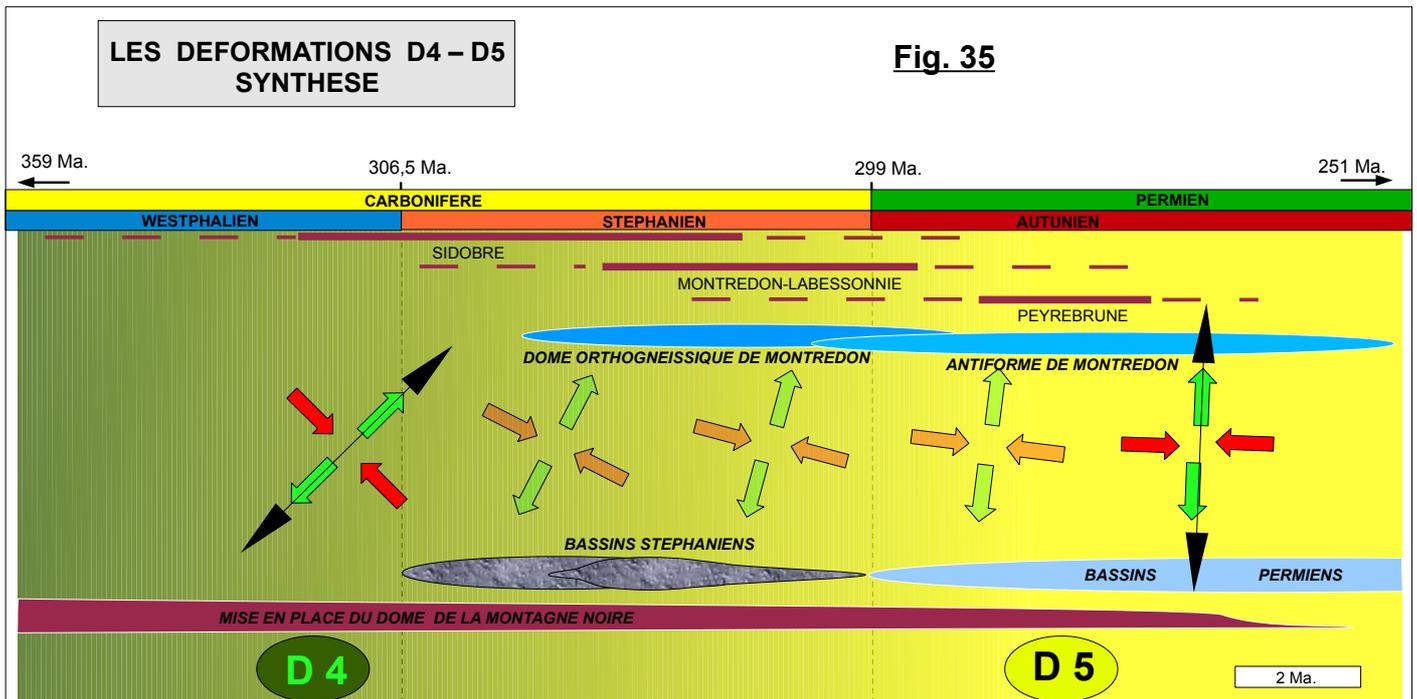
La formation de la zone axiale de la Montagne Noire (fig. 34 B) précède et accompagne les déformations tardives (DEMANGE, 1998, 1999; CHARLES et al., 2009; POILVET et al., 2011; ...).

Notons qu'au cours des déformations D4 et D5, accompagnées d'une rotation anti-horaire des contraintes compressives (fig. 34 C), les structures associées à la compression (antiforme de Montredon-Labessonnié..) côtoient celles créées dans des zones en distension (laccolites granitiques...) (fig. 35).

Ce modèle structural (fig. 34) est conforme à l'un de ceux retenus pour la formation de la zone axiale de la Montagne Noire (DEMANGE 1998, 1999, FRANKE et al. 2010).

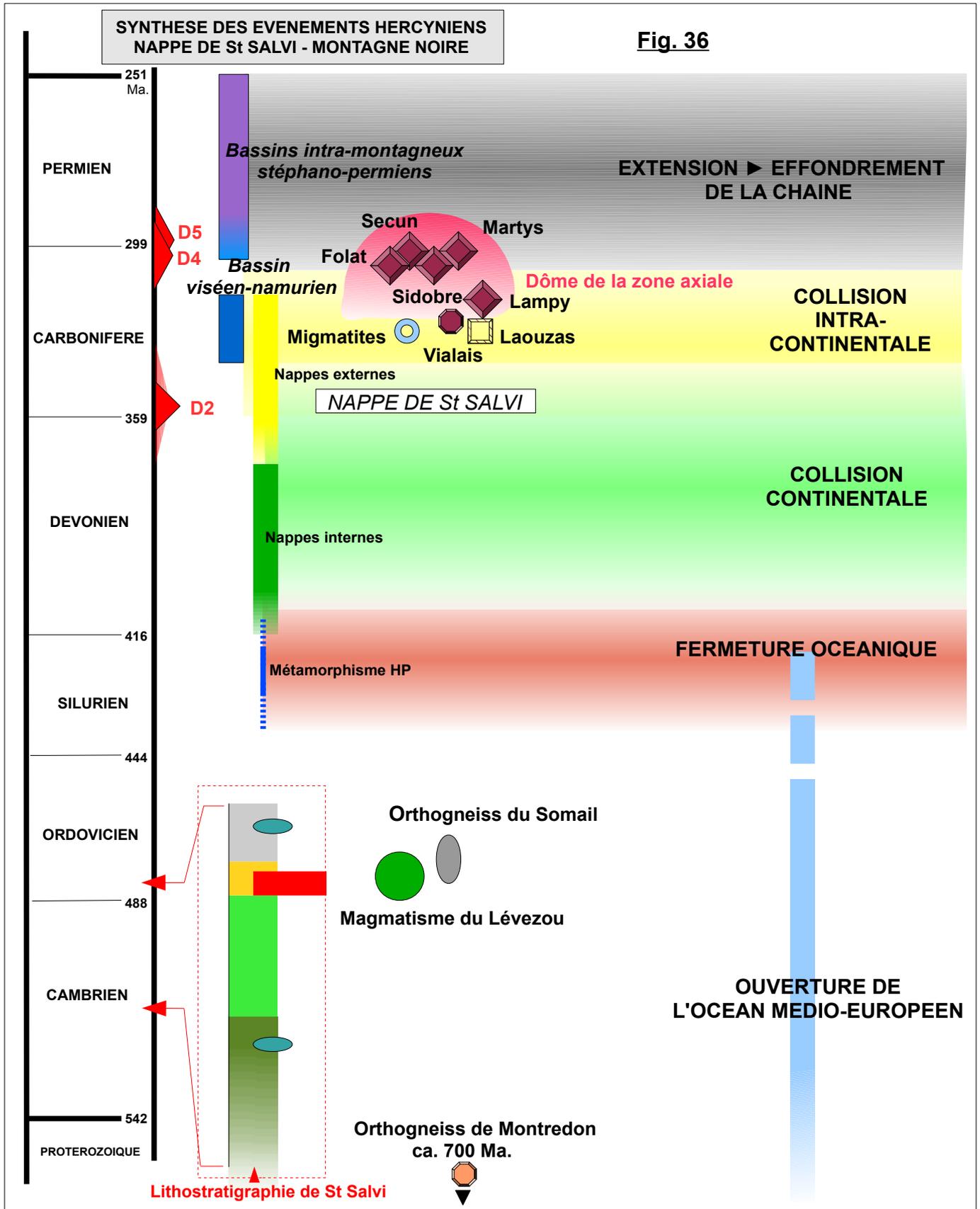
Un modèle similaire à été identifié concernant la mise en place syntectonique des granitoïdes, entre 350 et 300 Ma., dans le Sud du Massif Armoricain et le Limousin (GEBELIN, 2004, GEBELIN et al., 2008, 2009). Dans cette partie de la chaîne varisque, une gigantesque zone de cisaillement ductile, dextre, aurait canalisé les liquides granitiques, issus de la fusion partielle de la croûte inférieure ou moyenne, et ainsi favorisée leurs migrations vers la surface. Cette méga-structure d'échelle lithosphérique serait liée à la convergence oblique entre le Gondwana et la Laurussia.

La figure suivante (fig. 35) synthétise des évènements D4-D5.



## CONCLUSIONS

L'étude de la nappe de St Salvi de Carcavès, témoin de l'orogène hercynien, permet d'appréhender quelques éléments de l'histoire géologique paléozoïque du Massif Central.  
 L'histoire de cette nappe commence, il y a quelques 500 Ma., sur la plate-forme épicontinentale de l'Océan Médio-européen, en bordure nord du Gondwana, par le dépôt de sédiments terrigènes.....  
 La figure suivante (fig. 36) tente de replacer cette histoire dans le contexte de l'orogénèse hercynienne.



**GENERALITES**

- **Où sont les nappes dans le Massif central français?**, [1989]; P. LEDRU; JM. LARDEAUX; D. SANTALLIER; A. AUTRAN; JM. QUENARDEL; JP. FLOCH; G. LEROUGE; N. MAILLET; J. MARCHAND et A. PLOQUIN; *Bull. Soc. géol. Fr.*, t V, n°3, pp. 605-618.
- **Les nappes varisques du sud-ouest du Massif Central (cartes géologiques et structurales à 1/250 000 Montpellier et Aurillac)**, [1990]; J. GUERANGE-LOZES et JP. BURG; *Géologie de la France*, n° 3-4, pp. 71-106.
- **A review of a pre-Permian geology of the variscan French Massif Central**, [2009]; M. FAURE, JM. LARDEAUX, P. LEDRU; *Comptes Rendus Geoscience* 341, 2-3, pp. 202-213.
- **Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du Sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire)**, [2004]; B. LAUMONIER; A. AUTRAN; P. BARBEY; A. CHEILLETZ; T. BAUDIN; A. COCHERIE et C. GUERROT . *Bull. Soc. géol. Fr.*, t 175, n° 6, pp. 643-655.
- **Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique**, [1994]; M. ROBARDET; J. VERNIERS; R. FEIST et F. PARIS; *Géologie de la France*, n° 3, pp. 3-31.
- **La chaîne hercynienne en Vendée**, [2001]; M. COLCHEN et P. ROLIN; *Géologie de la France*, n° 1-2, pp.53-85.
- **Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences** [1994]; JP. BURG, J. VAN DEN DRIESSCHE et JP. BRUN; *Géologie de la France*, n° 3, pp.33-51
- **Évolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Paysac dans la chaîne hercynienne française (Massif Central et Vendée)**, [2003]; M. DUGUET; *thèse Université d'Orléans*, 287p.
- **Notice et carte géologique de la France à 1/250 000 Montpellier (n° 38)**; [2003]; BRGM.

**LIMOUSIN**

- **Déformation et mise en place des granites(360-300 Ma.) dans un segment de la chaîne varisque (plateau de Millevaches, Massif Central)**, [2004]; A. GEBELIN; *thèse Université de Montpellier*; 324p.
- **Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif Central, France: Structural and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar investigations** [2008]; A. GEBELIN, M. BRUNEL, P. MONIE, M. FAURE et N. ARNAUD; *Tectonics*, Vol. 26, pp. 1-27.
- **Syntectonic crustal melting and high grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France**, [2009]. A. GEBELIN; F. ROGER et M. BRUNEL; *Tectonophysics* 477, pp. 229-243

**CEVENNES**

- **Étude géologique de la Gardonnenque entre St Jean du Gard et La Grand'Combe à l'Ouest d'Alès (Gard, France)**, [1988]; J. MAGONTIER; *Thèse Université de Bordeaux*; 487p.
- **Analyse structurale et thermo-barométrique d'un système de chevauchements varisques: les Cévennes centrales (Massif Central Français). Microstructures et mécanismes de déformation dans les zones de cisaillement schisteuses**, [1999]; F. ARNAUD, *Doc. BRGM* 286; 351p.
- **Notice et carte géologique 1/50 000 Saint André de Valborgne (n° 911)**; [2009]; BRGM.

**MONTAGNE NOIRE – ALBIGEOIS****ZONE AXIALE**

- **Existence d'une suite granitique alcaline d'âge paléozoïque inférieur dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central Français) et ses abords immédiats** [1979]; JP. BARD; *C.R..Acad. Sci*; t 288, D, pp. 371-374
- **Contribution au problème de la formation des dômes de la Zone Axiale de la Montagne Noire: analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe; Implications pour un modèle géodynamique** [1998]; M. DEMANGE; *Géologie de la France*, n°4, pp. 3-56.
- **Évolution tectonique de la Montagne Noire: un modèle en transpression** [1999]; M. DEMANGE; *C.R..Acad. Sci*; t 329, pp. 823-829.
- **The Montagne Noire migmatitic dome emplacement (French Massif Central): New insights from petrofabric and AMS studies** [2009]; N. CHARLES; M. FAURE et Y. CHEN; *J Struct Geol* 31; pp.1423-1440.
- **Hot metamorphic core complex in a cold foreland** [2010]; W. FRANKE; MP. DOUBLIER; K. KLAMA; S. POTEL et K. WEMMER; *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 33p.
- **The Montalet granite, Montagne Noire, France: An Early Permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite** [2011]; JC. POILVET; M. POUJOL; P. PITRA; J. VAN DEN DRIESSCHE et JL. PAQUETTE; *C. R. Geoscience*, 343, pp. 454-461.

## **ALBIGEOIS**

- **Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois, [1987];** J. CORPEL, N. DEBEGLIA et J. GUERANGE-LOZES; *rapport BRGM, n° 87 DT 015 GPH, 16 p.*
- **Clinopyroxènes reliques dans les métabasites paléozoïques de l'Albigeois: indicateurs d'un volcanisme transitionnel-tholéitique en distension ( formation des «Schistes et Roches Vertes», Tarn, âge ordovicien probable), [1987];** F. MARINI; *C.R..Acad. Sci; t 304, série 2, pp. 29-34.*
- **Caractères magmatiques du volcanisme basique ordovicien de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès dans l'Albigeois cristallin (Tarn-Aveyron, France), [1987];** C. ALSAC, B. CABANIS, J. GUERANGE-LOZES et D. BEZIAT; *C.R..Acad. Sci; t 305, série 2, pp. 1199-1205.*
- **Inventaire des ressources nationales de charbon. Recherche des prolongement sous couverture sédimentaire des bassins stéphaniens du détroit de Rodez, de Graissessac et de Carmaux (Sud-Ouest du Massif central) [1983];** D. BONIJOLY, P. MARTEAU et JF. BECQ-GIRAUDON; *rapport BRGM, 83 SGN 136 GEO; 109 p.*

## **GRANITE du SIDOBRE**

- **Le granite du Sidobre et son encaissant entre Burlats et Vabre (Tarn) Microtectonique et Pétrologie, [1973];** B. GHAREMANLOU; *thèse Université de Toulouse, 72 p.*
- **Le massif granitique du Sidobre: pétrographie, structure, relations mise en place-cristallisation, [1978];** A. BORREL, *thèse Université de Toulouse, 122 p.*
- **Le gisement filonien de Noailhac-Saint-Salvy (Tarn), [1980];** F. FOGLIERINI, P. BEZIAT, F. TOLLON et JC. CHABOD; *26° CGI, gisements français, f. E 6, 42 p.*
- **Le gisement filonien de Saint-Salvy (Tarn): Zn (Ag, Ge, Pb, Cd), [1980];** F. TOLLON; P. BEZIAT et JC. CHABOD; *Itinéraires géologiques, 26° CGI, Bull. Cent. Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine, mém. n° 3, pp.370-377.*
- **Mise en place et origine des minéralisations du gisement filonien de Noailhac-Saint-Salvy Zn, Ge, Ag, (Pb, Cd) Tarn – France, [1993];** D. CASSARD; JC. CHABOD; E. MARCOUX; B. BOURGINE; C. CASTAING; Y. GROS; A. KOSAKEVITCH; M. MOISY et L. VIALLEFOND; *B.R.G.M., RPI 01: rapport de synthèse; 82p.*
- **Évolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile, [1993];** M. MOYSI; *thèse Université de Grenoble, 214p.*
- **Forme du massif granitique du Sidobre (Montagne Noire, France): sensibilité de l'inversion des données gravimétriques au contraste de densité, [1994];** L. AMEGLIO, JL. VIGNERESSE, J. DARROZES et JL. BOUCHEZ; *C.R..Acad. Sci; t 319, série 2, pp. 1183-1190.*
- **Structure magmatique du granite du Sidobre (Tarn, France) : de l'échelle du massif à celle de l'échantillon, [1994];** J. DARROZES; M. MOISY; P. OLIVIER; L. AMEGLIO et JL. BOUCHEZ; *C.R..Acad. Sci; t 318, série 2, pp.243-250.*

## **GRANITE de PEYREBRUNE**

- **Le gisement plombo-zincifère de Peyrebrune, Tarn (France), [1966];** B. DURAND; *thèse Université de Nancy.*

## **DOME de MONTREDON-LABESSONNIE**

- **Le dôme 'orthogneissique' de Montredon-Labessonnié (Tarn) et son enveloppe métamorphique, [1979];** E. BARRAS; *thèse Université de Toulouse, 170 p.*
- **Le district à W-Sn (F) de Montredon-Labessonnié (Tarn) France, [1980];** P. BEZIAT et F. TOLLON; *Itinéraires géologiques, 26° CGI, Bull. Cent. Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine, mém. n° 3, pp. 435-439.*
- **Le gisement de fluorine de Mont-Roc (Tarn), [1980];** P. COUTURIER, JP. FORTUNE, M. VASSAL; *Itinéraires géologiques, 26° CGI, Bull. Cent. Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine, mém. n° 3, pp. 430-435.*

## **NOTICES et CARTES GEOLOGIQUES (1/50 000)**

Voir: <http://www.geoportail.fr> ou <http://infoterre.brgm.fr/>

- Carmaux (n° 933); [1998]; BRGM.
- Réquista (n° 934); [1995]; BRGM.
- Réalmont (n° 959); [1996]; BRGM.
- Saint-Sernin-sur-Rance (n° 960); [1999]; BRGM.
- Camarès (n°961); [1991]; BRGM.
- Lacaune (n° 987); [1995]; BRGM.