

Les Orthogneiss de la Zone Axiale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France) Analyse et synthèse des données bibliographiques Conséquences lithostratigraphiques et structurales

Jacques MAGONTIER

Résumé

Une analyse exhaustive des données bibliographiques relatives aux divers orthogneiss de la Zone Axiale de la Montagne Noire impose une nouvelle interprétation qui conduit à les considérer comme des faciès mylonitiques juxtaposés. Au bas de la colonne lithostratigraphique méta-sédimentaire édiacarienne (groupe de St Pons-Cabardès / La Salvetat), les gneiss de Cammazes-Plaisances, de l'Orbiel et de Murat-Rouvial, jusqu'ici interprétés comme des méta-volcanites ± remaniées, sont en réalité des méta-granitoïdes intrusifs au cours de la transition Édiacarien-Cambrien.

Les faciès des orthogneiss du Somail-Nore, dont le protolithe granitique est daté de l'Ordovicien supérieur, constituent une série mylonitique ayant pour terme ultime les gneiss fins plagioclasiques ayant livré des monazites datées aussi de la fin de l'Ordovicien. La répartition cartographique de ces orthogneiss évoque l'existence d'une méga-zone de cisaillement ductile, précoce, à l'échelle de la Zone Axiale. La présence de protolithes mafiques éclogitisés, fini-ordoviciens, enclavés au sein des orthogneiss du Somail-Nore suggère l'existence d'un métamorphisme de HP au sein même de ces méta-granites.

Mots-clés : Orthogneiss, mylonites, éclogites, Zone Axiale, Montagne Noire, Massif Central, France.

Orthogneisses of the Axial Zone of the Montagne Noire (Southern Massif Central, France). Analysis and synthesis of bibliographic data. Lithostratigraphic and structural consequences.

Abstract

The Montagne Noire gneiss–migmatite dome is located in the southern edge of the French Massif Central, a small part of the French variscan orogen. It comprises a high-grade gneissic core wrapped by mainly low-grade metasediments (St Pons-Cabardès / La Salvetat group). This gneissic core is composed of migmatites, augen and striped ordovician orthogneisses (Somail-Nore group) with some fine-grained plagioclastic gneissic intercalations. Some of these continuous strips contain scarce mafic protoliths eclogitized lenses and amphibolitic rocks derived from retrogressed eclogites.

A thorough analysis of the bibliographic data relating to the various orthogneisses of the Axial Zone of the Montagne Noire imposes a new interpretation that leads to consider them as juxtaposed mylonitic facies.

In the lower part of the ediacarian meta-sedimentary lithostratigraphic column (St Pons-Cabardès / La Salvetat group) the Cammazes-Plaisances, the Orbiel and Murat-Rouvial felsic orthogneisses, hitherto interpreted as meta-volcanosedimentary formations interbedded in the St Pons-Cabardès / La Salvetat group are in fact intrusive metagranitoids during the Ediacarian-Cambrian boundary interval.

The facies of the Somail-Nore orthogneisses, whose granitic protolith is dated to the late Ordovician, constitute a noteworthy mylonitic serie having for as ultimate term the fine-grained plagioclastic gneisses latterly dated to the end of Ordovician. The cartographic distribution of these orthogneisses evokes the existence of an early wide ductile shear zone at the scale of the entire Axial Zone of the Montagne Noire. The occurrence of uncommon mafic protoliths eclogitized lenses, recently dated from the upper Ordovician and enclosed within the Somail-Nore orthogneisses, suggests the existence of HP metamorphism within these metagranites.

Keywords : Orthogneisses, mylonites, eclogites, Axiale Zone, Montagne Noire, French Massif Central, France.



1. Introduction

La Montagne Noire constitue, au sud du Massif Central, un vestige de la branche méridionale de la chaîne hercynienne française ; elle-même représentant un petit segment d'un très vaste ensemble orogénique structuré au cours du Paléozoïque supérieur.

Depuis la fin du XIX^{ème} siècle (Bergeron, 1889) on distingue trois ensembles structuraux (**Fig. 1**) :

- **La zone axiale** : Elle constitue l'ossature centrale de la Montagne Noire. Ses terrains présentent un métamorphisme de Haute Température-Basse Pression (HT/BP) jusqu'au grade de l'anatexie (par ex. : Gèze, 1949 ; Bogdanoff, 1968 ; Bard & Rambelou, 1973 ; Demange & Gattoni, 1978 ; Demange, 1982 ; Ourzik *et al.*, 1992 ; Demange, 1998...). Quelques rares témoins relictuels d'un métamorphisme antérieur de Moyenne à Haute Pression (MP/HP) [disthène, éclogites ± rétro-morphosées] sont à remarquer (Cohen, 1975 ; Bouchardon *et al.*, 1979 ; Demange, 1985 ; ...Hamelin *et al.*, 2022).

En situation centrale par rapport à l'édifice de la Montagne Noire, la Zone Axiale sépare deux versants par l'intermédiaire d'accidents cassants tardi-hercyniens, ayant joué en décrochements dextres, reprenant localement le contact de base des nappes en ce qui concerne le versant sud : failles des Monts de Lacaune, de Mazamet-Tantajo (Ellenberger & Santarelli, 1974 ; Demange, 1982 ; Demange & Jamet, 1986 ; Demange, 1998) (**Fig. 1**). A noter que ces accidents ont rejoué ultérieurement en failles inverses pyrénéennes (Gèze, 1949...).

- **Le versant méridional** dont les terrains d'âge cambrien à serpukhovien (avec lacune *pp.* de l'Ordovicien moyen au Silurien (Quémart *et al.*, 1993), peu ou pas métamorphisés, de longue date célèbres pour leurs faunes (Álvaro & Vizcaïno, 2001), sont impliqués dans des nappes en grands plis couchés, pluri-kilométriques, mis en place de façon synsédimentaire vers le sud au Viséen final-Serpukhovien (Arthaud *et al.*, 1966 ; Engel *et al.*, 1978 ; Engel *et al.*, 1980-1981 ; Feist & Galtier, 1985 ; Pille, 2008 ; Vachard *et al.*, 2017 ; Álvaro *et al.*, 2020) ;

- **Le versant septentrional**, faiblement métamorphisé, où les terrains d'âge édiacarien final à silurien, souvent azoïques, ont été structurés en nappes et écaillés à vergence globalement vers le sud au cours d'un événement tectono-métamorphique polyphasé fini-Dévonien / Viséen (Guérangé-Lozes, 1987 ; Guérangé-Lozes & Burg, 1990 ; Álvaro *et al.*, 2014 ;

Clausen & Alvaro, 2004 ; Pouclet *et al.*, 2016 ; Padel *et al.*, 2017 ; Couzinié & Laurent, 2021).

Les unités tectoniques de ces deux versants représentent la partie supérieure d'une importante structure crustale ayant pour infrastructure la Zone Axiale fortement métamorphique.

2. Présentation de la Zone Axiale.

2.1. Une structure en dômes à l'échelle cartographique.

Véritable épine dorsale de la Montagne Noire, la Zone Axiale constitue un dôme métamorphique migmatitique composite (**Fig. 1**), d'orientation E.NE.-W.SW., dont la formation et la mise en place progressive à partir du Viséen supérieur (Gèze, 1949 ; Schuiling, 1960 ; Cassard *et al.*, 1993 ; Demange, 1998, 1999 ; Schranzhofer, 1999 ; Charles *et al.*, 2009 ; Faure *et al.*, 2010 ; Franke *et al.*, 2011 ; Faure *et al.*, 2014...) est accompagnée par celle de granitoïdes anatectiques ou post-migmatitiques d'âge carbonifère supérieur (par ex. : Debat & Vidal, 1981 ; Matte *et al.*, 1998 ; Bé-Mézème, 2005 ; Faure *et al.*, 2010 ; Poilvet *et al.*, 2011 ; Roger *et al.*, 2015 ; Roger *et al.*, 2020) (**Fig. 10** et Annexes : **Tabl 1**).

L'âge de la migmatisation est controversé, certains auteurs estimant qu'elle ne débute pas avant le Moscovien [315 Ma.] (Roger *et al.*, 2015 ; Whitney *et al.* ; 2015 ; 2020 ; Trap *et al.*, 2017 ; Hamelin *et al.*, 2022).

La formation de cette structure complexe, d'échelle crustale, est associée à l'extension et à l'effondrement fini-carbonifères de la chaîne varisque (par ex. : Van Den Driessche & Brun, 1991-1992 ; Echtler & Malavieille, 1990 ; Faure, 1995 ; Aerden, 1998 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2020).

La cartographie (Bogdanoff *et al.*, 1982 ; Alabouvette *et al.*, 1993 ; Demange *et al.*, 1996 ; Demange *et al.*, 1997 ; Demange, 2008 ; Guérangé-Lozes *et al.*, 2013) des plans composites de foliations/schistosités (**Fig. 1**) révèle l'architecture de cette structure en deux dômes principaux. On distingue ainsi :

- **le dôme orthogneissique du Cabardès**, situé à l'extrémité SW de la Zone Axiale, largement ennoyé sous son recouvrement tertiaire ;

- **le dôme orthogneissique et migmatitique de l'Agout-Nore**, qui arme la quasi-totalité de cette Zone Axiale. La **faille de Mazamet-Tantajo** (Demange & Jamet, 1986) découpe ce dernier en deux massifs séparés par le **sillon tertiaire du Thoré** : le Massif de

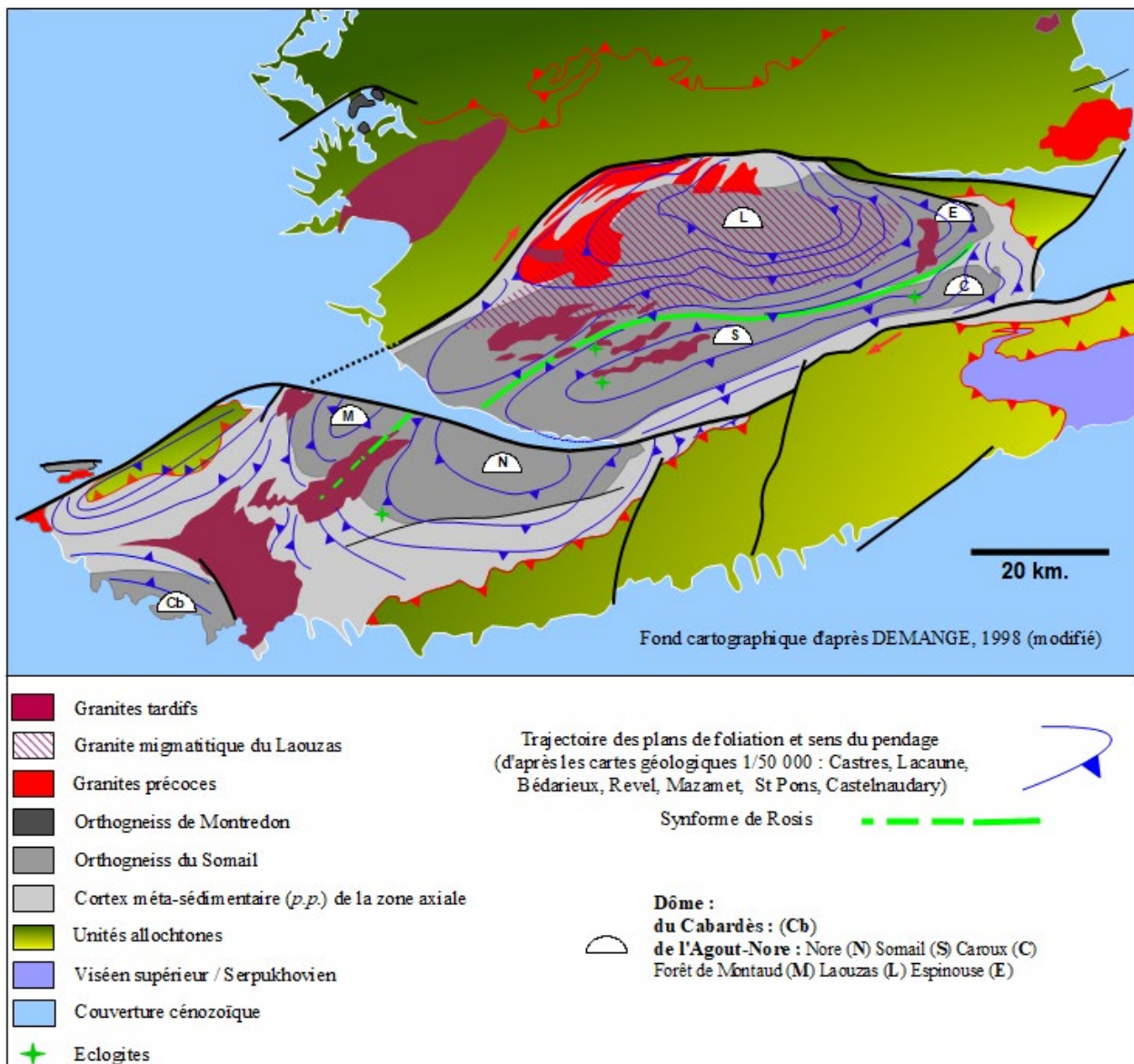


Fig. 1 – Carte géologique de la Montagne Noire.

Nore, au SW de cet accident ; le Massif de l’Agout, au NE (Fig. 1).

Ce dôme, constitué d’orthogneiss et de migmatites, est ceinturé par des formations méta-sédimentaires et méta-volcaniques présumées. Il présente une géométrie complexe sous la forme de deux structures principales antiformes de direction ENE-WSW (Fig. 1) (Gèze, 1949 ; Schuiling, 1960 ; Demange, 1975 ; Bard & Loueyit, 1978 ; Demange, 1982, 1998) :

- l’antiforme **Nore-Somail-Caroux**, au S.-SE. ;
- l’antiforme **Forêt de Montaud-Laouzas-Espinouse**, au N.-NW.

Ces deux dômes, sub-parallèles, sont séparés par la **synforme de Rosis** (Gèze, 1949 ; Schuiling, 1960 ; Ellenberger, 1967 ; Bard & Loueyit, 1978 ;

Demange, 1982 ; Bogdanoff *et al.*, 1982 ; Bogdanoff *et al.*, 1984 ; Demange, 1998) (Fig. 1), structure complexe (Schranzhofer, 1999) que l’on retrouve, vers le SW., au delà du sillon tertiaire du Thoré.

De nombreux modèles ont été proposés afin de rendre compte de la structure, de la mise en place et de l’évolution de la Zone Axiale en prenant en considération l’histoire géologique des versants nord et sud de la Montagne Noire.

*Leur présentation étant bien au-delà du propos de cette Note, le lecteur intéressé pourra consulter avec profits, par exemples, les travaux des **Écoles de Montpellier** (Arthaud *et al.*, 1966 ; Bard & Loueyit, 1978 ; Beaud, 1985 ; Maluski *et al.*, 1991 ; Echtler & Malavieille, 1990 ; Aerden, 1998 ; Malavieille, 2010 ;*

Roger et al., 2015 ; Roger et al., 2020...), **Orléans** (Charles et al., 2009 ; Faure et al., 2014...), **Besançon** (Rabin et al., 2015 ; Trap et al., 2017...), **Toulouse** (Debat et al., 1971 ; Debat & Vidal, 1981 ; Soula et al., 2001 ; Chardon et al., 2020.....), **Rennes** (Van Den Driessche & Brun, 1991-1992 ; Brun & Van Den Driessche, 1994 ; Poujol et al., 2017...), ceux des **Mines de Paris** (Demange, 1975, 1982, 1985, 1998, 1999...) ou de son **Université Pierre et Marie Curie** (Schranzhofer, 1999) ; sans oublier l'apport de l'**École allemande** (Franke et al., 2011...) et des modélisations des **l'Écoles australienne et américaine** (Rey et al., 2011). L'extrême diversité des modèles suggérés témoigne de la grande complexité de la Montagne Noire.

2.2. Lithostratigraphie de la Zone Axiale

Deux groupes lithologiques principaux constituent la pile lithostratigraphique de la Zone Axiale affectée par la migmatisation fini-carbonifère :

- le **groupe néoprotérozoïque de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat**, d'origine sédimentaire à volcano-sédimentaire présumée ;
- le **groupe du Somail-Nore**, orthogneiss correspondant à des méta-granitoïdes ordoviciens intrusifs dans le groupe précédent.

Au cours de cette Note, nous nous intéresserons aux méta-granites reconnus constituant le groupe du Somail-Nore et aux méta-volcanites quartzofeldspathiques présumées, interstratifiées dans le groupe de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat. Leur filiation magmatique originelle, c'est à dire la nature orthodérivée de ces formations, implique l'usage du terme **orthogneiss** pour les qualifier.

2.2.1. Le groupe néoprotérozoïque de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat (Fig. 2)

Ce groupe est de nature essentiellement méta-sédimentaire, avec intercalations de méta-volcanites présumées, plus ou moins remaniées. Dans le centre du Massif de l'Agout, il est représenté par le **sous-groupe de La Salvetat** et dans le flanc sud de la Zone Axiale par la superposition des **sous-groupes de Saint Pons** et du **Cabardès** (Demange, 1975, 1982, 2008 ; Alabouvette et al., 1993 ; Berger et al., 1993 ; Demange et al., 1995 ; Demange et al., 1997 ; Guérangé-Lozes et al., 2013) (Fig. 2).

Sur le flanc sud de la Zone Axiale, le groupe de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat est surmonté en discordance cartographique par le **groupe détritique grossier du Roc Suzadou** attribué à l'Ordovicien

supérieur et/ou au Silurien (Berger et al., 1993 ; Alabouvette et al., 1993).

2.2.2. Le groupe orthogneissique du Somail-Nore (Fig. 2)

Ce groupe est un ensemble d'orthogneiss, d'origine granitique (Mergoïl-Daniel, 1971 in Demange, 1975) à granodioritique (Bard & Loueyit, 1978 ; Debat & Vidal, 1981 ; Debat et al., 1979 ; Demange, 1982 ; Demange et al., 1995 ; Demange, 2008), dont les faciès forment une série continue entre des faciès œillés, les **Gneiss d'Héric** [type Laplanésié-Héric (Bard & Loueyit, 1978)], et des faciès rubanés non œillés, les **Gneiss du Larn**. Des faciès intermédiaires dits « **Gneiss à yeux sporadiques** » assurent la transition entre ces deux termes extrêmes (Demange, 1975, 1982 ; Bogdanoff et al., 1984 ; Demange et al., 1995...).

Ce groupe a longtemps été interprété comme un socle précambrien, sur lequel reposerait le groupe de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat (Demange, 1975, 1982, 1998 ; Demange & Perrin, 1978 ; Alabouvette et al., 1993...), l'ensemble étant alors impliqué dans de grands plis couchés - à coeur orthogneissique - de type nappe pennique (Demange, 1975, 1998 ; Demange & Perrin, 1978).

Les données géochronologiques (Fig. 2 et Annexes : **Tabl. 3**) attribuent actuellement au protolithe granitique un âge ordovicien supérieur (Fig. 11) (Roger et al., 2004 ; Cocherie et al., 2005 ; Blatt et al., 2005 in Franke et al., 2011 ; Pitra et al., 2012 ; Trap et al., 2017). Cela confirme le caractère intrusif de ces méta-granites au sein du groupe méta-sédimentaire néoprotérozoïque de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat (Bard & Loueyit, 1978 ; Debat et al., 1979 ; Debat & Vidal, 1981).

3. Les orthogneiss de la Zone Axiale

3.1. Les orthogneiss du groupe de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat (Figs. 2 & 3).

A sa partie supérieure, le groupe de **Saint Pons-Cabardès / La Salvetat** est coiffé par des méta-volcanites dacitiques (**tufs de Sériès**) datées à **545 ± 15 Ma.** (Lescuyer & Cocherie, 1992) ; ces dernières étant ainsi sub-contemporaines des **tufs rhyolitiques de Rivernous** [Blaviérites (Bergeron, 1889) ; tufs de La Rode-Basse (Guérangé-Lozes et al., 1991)], affleurant sur le versant nord de la Montagne Noire (Álvaro et al., 2014 ; Pouclet et al., 2017 ; Padel et al., 2017), dont les zircons ont livré des âges [**542.5 ± 1 Ma.** et

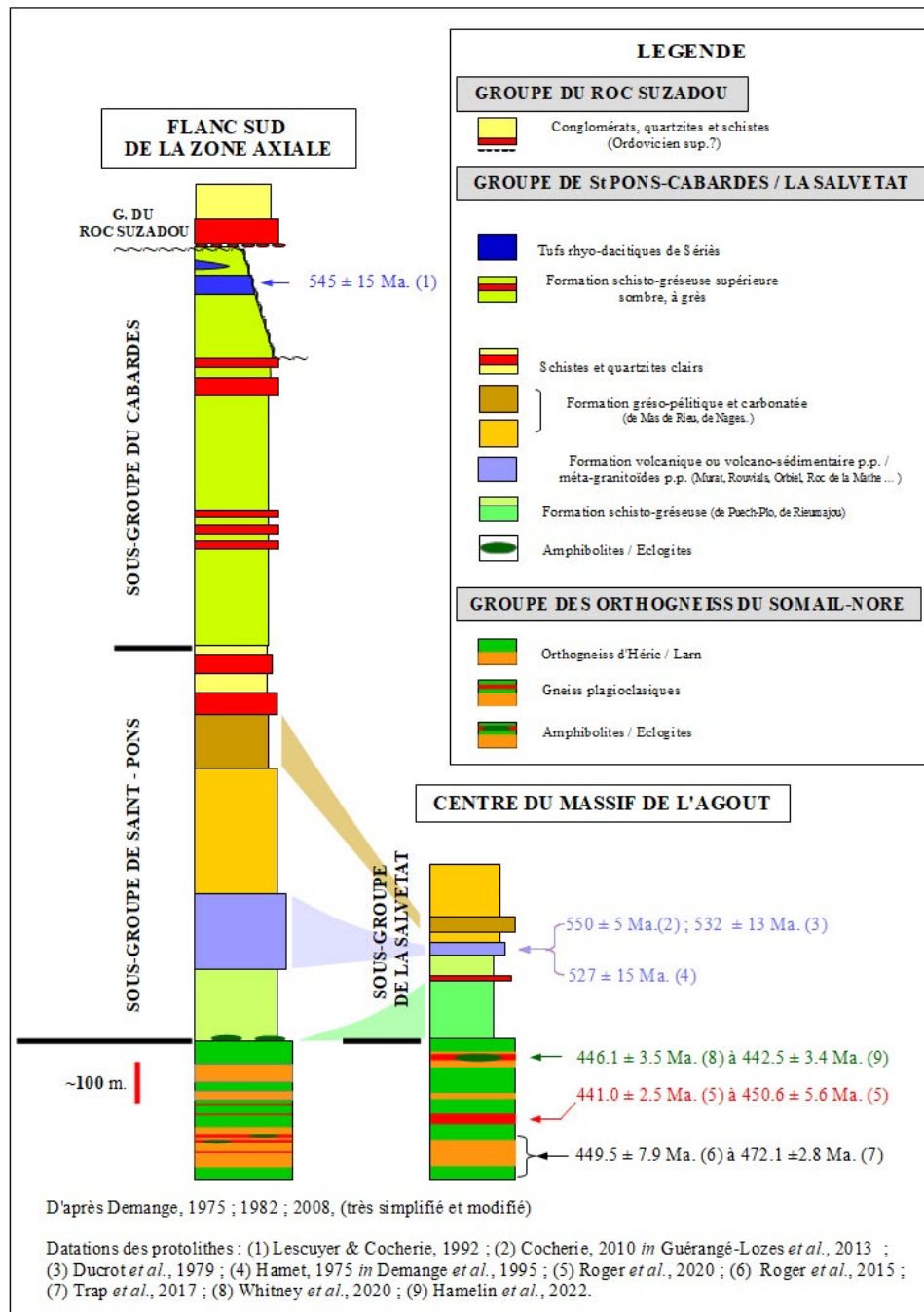


Fig. 2 – Lithostratigraphie et géochronologie de la Zone Axiale.

537.1 ± 2.5 Ma.] à cheval sur la limite Ediacarien-Cambrien [541.0 ± 1.0 Ma. (Cohen *et al.*, 2013)].

A sa partie inférieure, le groupe néoproterozoïque de **Saint Pons-Cabardès / La Salvetat** expose des formations orthogneissiques, structurellement complexes (alternances rythmiques oeillées / non-oeillées), longtemps interprétées - non sans ambiguïté - comme étant originellement des volcanites acides, plus ou moins remaniées, associées à des roches basiques : **Gneiss des Cammazes-Plaisance** ; **Gneiss de Murat** [gneiss du Roc de la

Mathe-Nages et du Devès de Félines (Bard & Loueyit, 1978 ; Bard, 1979)] ; **Gneiss de l'Orbiel** ; **Gneiss de Rouvià** (Debat *et al.*, 1971 ; Demange, 1975 ; Bard & Loueyit, 1978 ; Reille, 1978 ; Bard, 1979 ; Debat & Vidal, 1981 ; Demange, 1982 ; Alabouvette *et al.*, 1993 ; Demange *et al.*, 1995 ; Demange *et al.*, 1997 ; Guérangé-Lozes *et al.*, 2013).

Quelques datations sont à ce jour disponibles concernant ces formations orthogneissiques, qui toutes les placent autour du passage entre l'Ediacarien et le Cambrien inférieur (Figs. 2 & 3) :

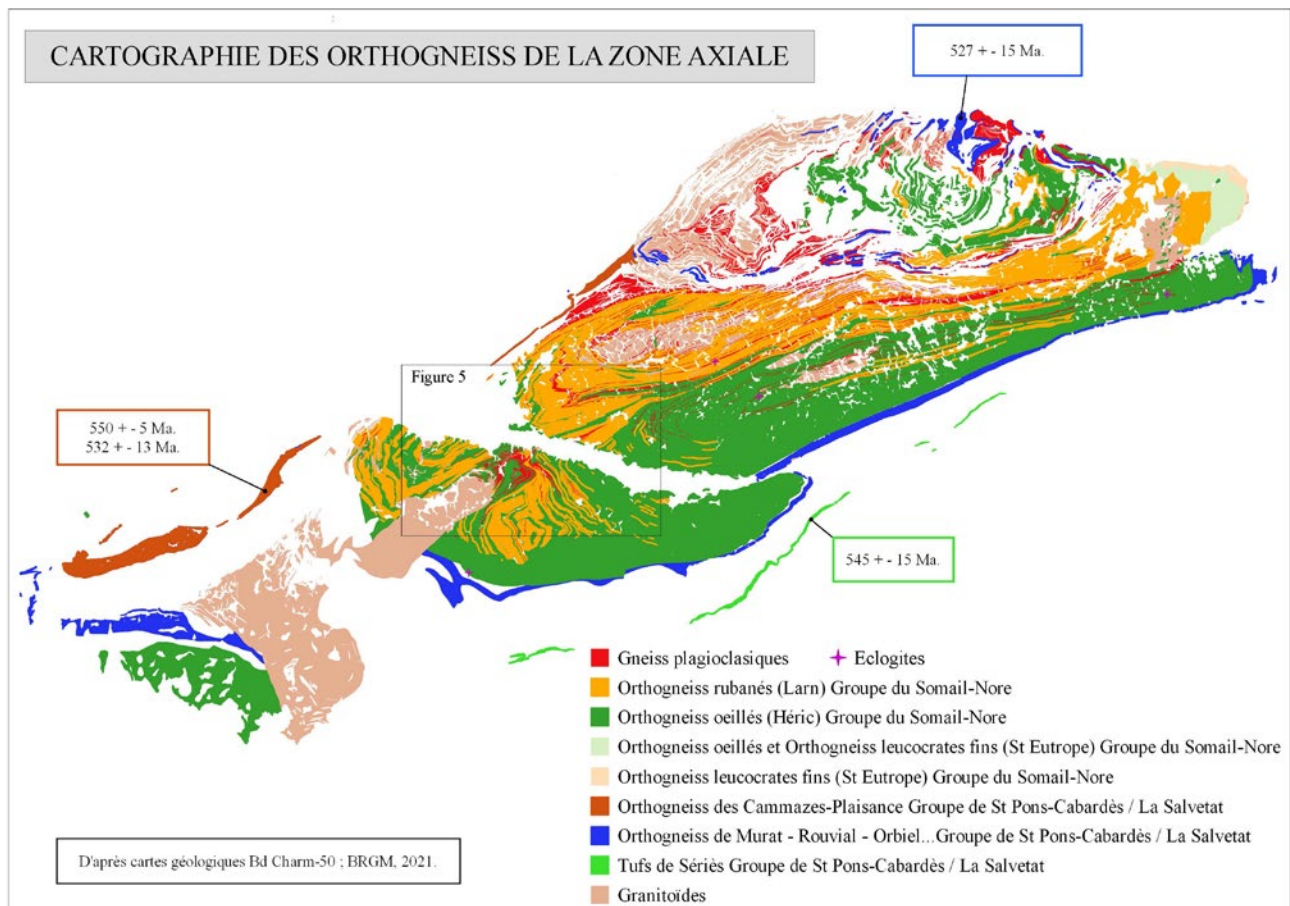


Fig. 3 – Cartographie des orthogneiss de la Zone Axiale.

- Orthogneiss des Cammazes-Plaisance : **550 ± 5 Ma.** (Cocherie, 2010 in Guérangé-Lozes *et al.*, 2013) ; **532 ± 13 Ma.** (Ducrot *et al.*, 1979) ;
- Orthogneiss de Murat : **527 ± 15 Ma.** (Hamet, 1975 in Demange *et al.*, 1995).

Les descriptions pétrographiques de ces complexes orthogneissiques ont été amplement évoquées (Bard, 1978 ; Bard & Loueyit, 1978 ; Debat & Vidal, 1981 ; Demange, 1982 ; Bogdanoff *et al.*, 1984 ; Alabouvette *et al.*, 1993 ; Demange *et al.*, 1995 ; Guérangé-Lozes *et al.*, 2013...). Il convient, toutefois, d'attirer l'attention sur leur aspect à l'affleurement qui a conduit à leur attribuer une origine volcano-détritique. Tous les auteurs ayant étudié en détails ces orthogneiss quartzo-feldspathiques - présentant une composition minéralogique et chimique proche de celle de roches magmatiques acides - en ont souligné les caractéristiques suivantes :

- organisation en bancs métriques à décimétriques, d'aspect stratoïde, avec alternances de lithologies différenciées (faciès ocellés à yeux feldspathiques nombreux ou bien dispersés, à ocelles feldspathiques, faciès leptynitiques à grain fin ou à gros yeux feldspathiques hétérogranulaires, faciès clairs ou plus sombres...);

- présence de niveaux de gneiss fins plagioclasiques, riches en micas, voire de micaschistes ;
- orthoamphibolites en bancs métriques ou en lentilles minces ;
- présence de faciès de type plutonique ou hypovolcanique, interprétés comme des sills.

L'hypothèse, avancée par certains auteurs cités ci-dessus, selon laquelle ces formations gneissiques souvent d'apparence stratifiée, pourrait être issues d'un protolithe granitique préexistant, crée une ambiguïté pour leur attribuer *p.p.* une origine volcanique.

La localisation de ces orthogneiss, ainsi datés de l'Ediacarien final - début du Cambrien (Cohen *et al.*, 2013), à la base de la puissante colonne lithostratigraphique du groupe de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat (**Fig. 2**) - surmontée par les tufs de Sériès datés également de la limite Ediacarien-Cambrien - ainsi que leurs corrélations comme un même complexe orthogneissique (Demange, 1982 ; Demange *et al.*, 1995 ; Guérangé-Lozes *et al.*, 2013), excluent donc l'origine volcano-sédimentaire souvent évoquée pour ces formations, sauf à remettre profondément en cause la lithostratigraphie élaborée

depuis plusieurs décennies dans la Zone Axiale. Elles représentent plutôt d'anciens corps plutoniques acides (laccolithes ?), probablement composites, mis en place à la fin du Néoprotérozoïque et déformés plastiquement au cours de l'orogénèse hercynienne. Une telle interprétation est en accord avec les conclusions retenues notamment par Debat *et al.* (1971), Bard & Loueyit (1978), Ducrot *et al.* (1979), Bard (1979) et Debat & Vidal (1981).

Leurs faciès exposés à l'affleurement (aspect « stratifié », alternances rythmiques de faciès de « granulométrie différente » ...) peuvent être interprétés comme des faciès mylonitiques [→ série ou séquence mylonitique *s.l.* (Higgins, 1971 ; Sibson, 1977 ; Wise *et al.*, 1984 ; Crévola *et al.*, 1983 ; Crévola, 1987 ; Magontier, 1988 ; Passchier & Trouw, 2005,...)] traduisant et figeant, une intensité variable de la déformation plastique du protolithe initial et non une origine volcano-détritique. Ces orthogneiss correspondent ainsi à des faciès tectoniques juxtaposés plus ou moins évolués, cicatrisant des zones de cisaillement ductile (Fig. 4) (voir par ex. Passchier & Trouw, 2005 ; Fossen, 2016...).

Dans le versant nord de la Montagne Noire, la mise en place du protolithe granitique de l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié, issu de la fusion de roches sédimentaires édiacariennes, vient d'être datée [U-Pb sur zircons] à **544,0 ± 6,2 Ma.** (Couzinié & Laurent, 2021) et présente ainsi un âge voisin.

La transition Ediacarien-Cambrien est donc marquée, dans la Montagne Noire, par la mise en place de granitoïdes et l'existence d'un volcanisme acide (activité magmatique V1 du domaine occitan de Pouclet *et al.*, 2017). Le contexte géotectonique de cet événement magmatique serait lié au *rifting* et à l'extension cambro-ordoviciens de la croûte continentale nord-gondwanienne (Bard, 1979 ; Ducrot *et al.*, 1979 ;... Pouclet *et al.*, 2017 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2020).

3.2. Les orthogneiss du groupe du Somail-Nore (Figs. 2 & 3)

Rappelons que le **groupe du Somail-Nore** est un ensemble d'orthogneiss quartzo-feldspathiques, d'origine granitique, mis en place à l'Ordovicien supérieur, dont les faciès principaux, intimement imbriqués, constituent une série continue entre des

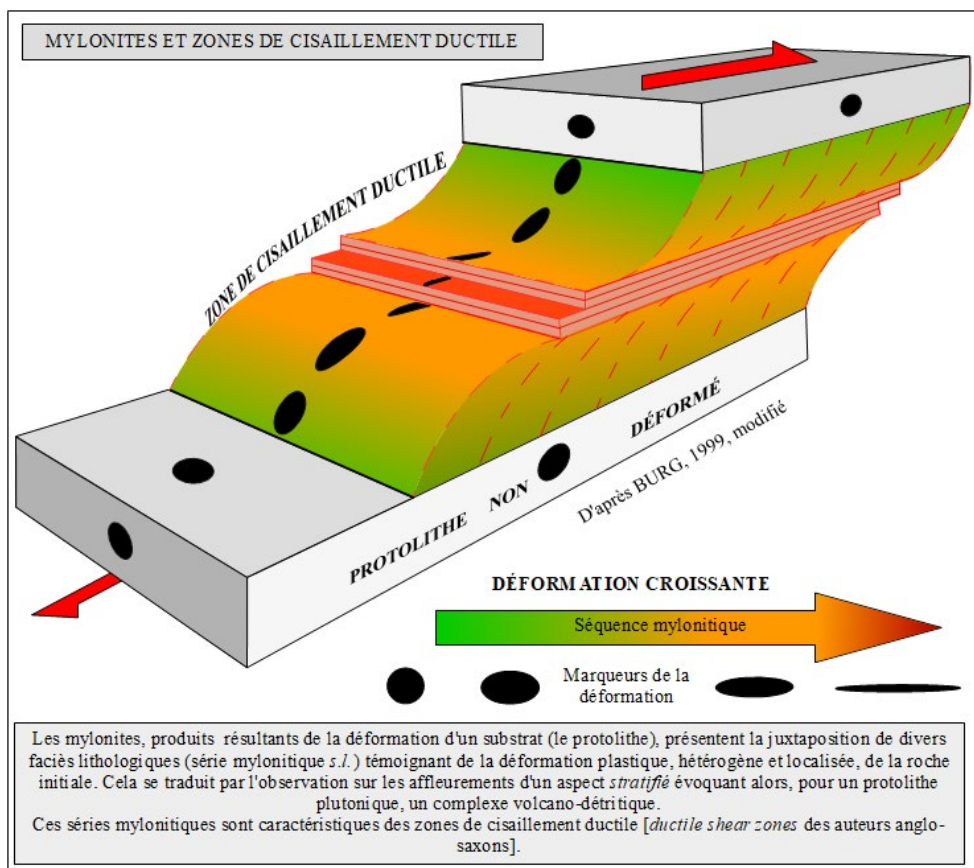


Fig. 4 – Mylonites et zones de cisaillement ductile.

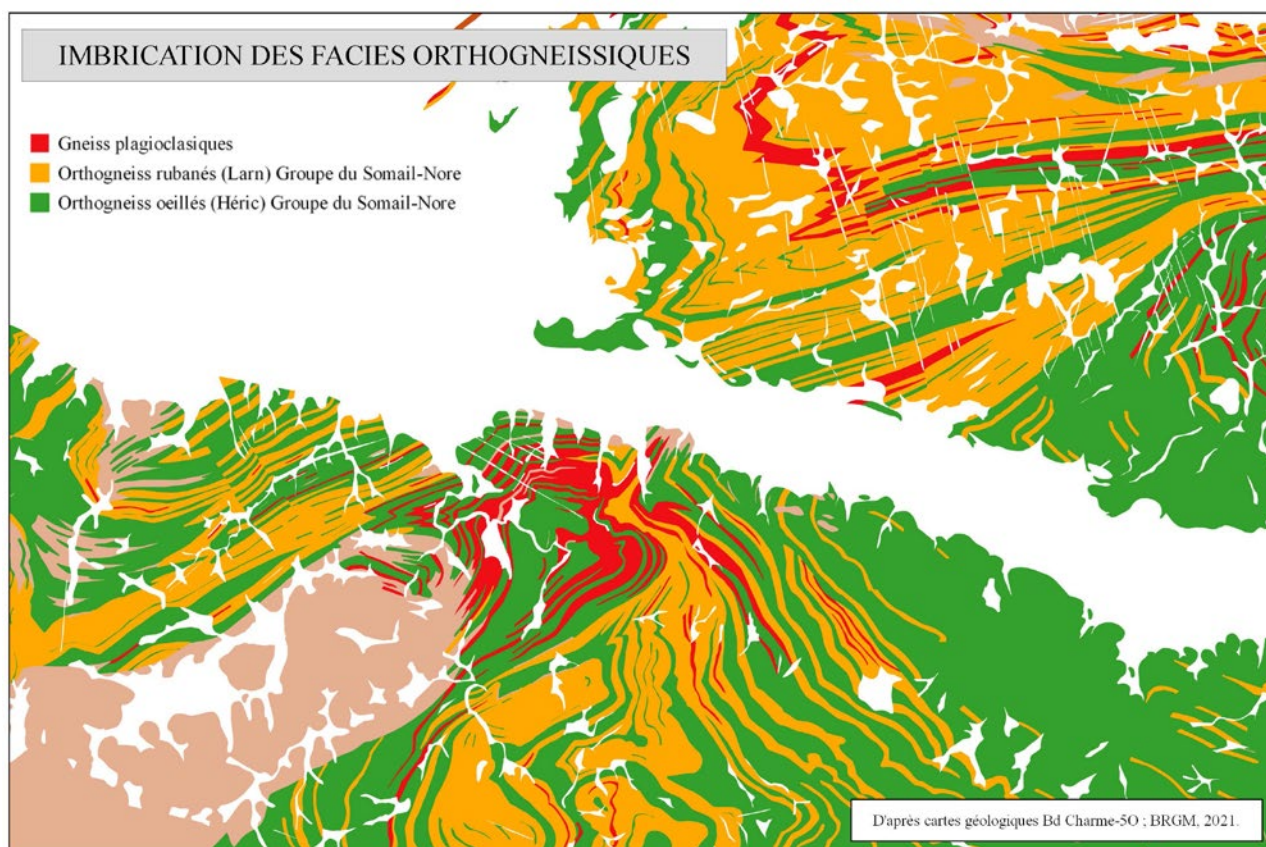


Fig. 5 – Imbrication des faciès orthogneissiques de la Zone Axiale (détail).

faciès ocellés - **les gneiss d'Héric** - et des faciès rubanés non ocellés la plupart du temps - **les gneiss du Larn** - ; des **faciès à yeux sporadiques** assurant la transition entre ces deux termes extrêmes (Demange, 1975, 1982 ; Alabouvette *et al.*, 1993 ; Demange *et al.*, 1995...).

A l'extrémité orientale du dôme de l'Espinouse (Figs. 1 & 3) des orthogneiss plus leucocrates (Bogdanoff *et al.*, 1982 ; Bogdanoff *et al.*, 1984 ; Beaud, 1985), d'extension limitée, parfois dénommés **Orthogneiss de St Eutrope** (Pitra *et al.*, 2012 ; Roger *et al.*, 2020), coiffent les orthogneiss décrits ci-dessus selon une disposition en demi-couronne concentrique. Leur protolithe, un granite leucocrate, a également été daté de l'Ordovicien supérieur (Pitra *et al.*, 2012) (Fig. 11 et Annexes : Tabl. 3).

Ce groupe orthodérivé héberge, d'autre part, deux formations lithologiques très particulières en raison des nombreuses interrogations qu'elles suscitent :

- des **gneiss fins plagioclasiques**, en longues bandes continues, souvent d'extension plurikilométrique, peu puissantes (Ellenberger, 1967 ; Bogdanoff, 1971 ; Bogdanoff *et al.*, 1982 ; 1984,... Roger *et al.*, 2020 ; Pitra *et al.*, 2022) ;
- des **éclogites plus ou moins rétromorphosées**, souvent associées à des orthoamphibolites, en

boules, boudins, ou bien en lentilles, dispersés ou parfois en chapelets, décimétriques à métriques, voire décamétriques, imbriqués dans les gneiss plagioclasiques précédents (Cohen, 1975 ; Bogdanoff, 1971 ; Demange & Frignet, 1977 ; Demange, 1982 ; 1985 ; Demange *et al.*, 1995 ; Faure *et al.*, 2010 ; Lotout, 2017 ; Whitney *et al.*, 2020 ; Hamelin *et al.*, 2022).

Après avoir commenté l'origine des faciès orthogneissiques du groupe du Somail-Nore, nous discuterons de ces deux « niveaux » lithologiques très particuliers.

3.2.1. Origine des faciès orthogneissiques

Pour Demange (1975) les **orthogneiss ocellés d'Héric** dérivent d'un faciès granitique porphyroïde, les **orthogneiss rubanés de Larn** dérivant pour leur part d'un faciès granitique non porphyroïde.

L'intrication intime de ces deux faciès, observée à l'échelle cartographique (Fig. 5) apparaît défavorable à cette interprétation, eu égard à l'importance de la déformation affectant ces orthogneiss (Beaud, 1985 ; Van Den Driessche & Brun, 1991-1992 ; Schranzhofer, 1999), sauf à envisager la juxtaposition originelle de faciès granitiques porphyroïdes et isogranulaires fins,

sous formes de dykes ou de sills, qui aurait survécu à l'intense déformation varisque.

Ultérieurement, cet auteur conclut (Demange, 1982 ; v1, p. 32) : « *il s'agit d'orthogneiss dérivant de granitoïdes grenus, parfois porphyroïdes, par cataclase, blastomylonitisation et recristallisation jusqu'à des textures mosaïques rubanées, les phénocristaux étant plus (faciès oeillés) ou moins préservés. En particulier, il est vraisemblable que tout ou partie des gneiss du Larn dérivent de gneiss oeillés dont les yeux auraient été totalement granulés* ». Il poursuit : « ... les **gneiss du Larn** et **gneiss à yeux sporadiques** dérivent, pour l'essentiel, de **gneiss oeillés** par une blastomylonitisation plus intense qui granule totalement les yeux, suivie d'une recristallisation (p. 33) ».

Alabouvette *et al.* précisent (1993), concernant les **gneiss d'Héric** : « *Les déformations tectoniques tendent à détruire ces phénocristaux [yeux de feldspath potassique] par apparition de joints de grain, granulation puis blastomylonitisation, parfois accompagnées d'une albitisation du feldspath potassique* ».

A propos des **gneiss de Larn**, Demange *et al.* (1995) notent : « *Tant sur le terrain qu'au microscope, ces gneiss (... quartzo-feldspathiques rubanés (et non lités)...) apparaissent extrêmement analogues à la matrice des gneiss d'Héric dont ils ne diffèrent que par l'absence d'yeux. C'est la déformation synmétamorphique qui est responsable du faciès rubané. Dans quelques cas, la présence de lits millimétriques de feldspath potassique à*

texture mosaïque suggère d'anciens phénocristaux granulés... ».

Enfin, dans un projet de notice pour la carte géologique de Mazamet, Demange (2008, inédit) écrit au terme d'une étude géochimique [éléments majeurs] des orthogneiss du Somail-Nore : « **les gneiss du Larn et les gneiss oeillés (faciès gneiss d'Héric) ont des compositions chimiques identiques : les gneiss du Larn appartiennent à la même suite magmatique que les gneiss oeillés, et dérivent des mêmes granitoïdes, soit que le granite initial n'ai pas contenu de phénocristaux, soit que les phénocristaux aient été totalement granulés conduisant à des textures rubanées au lieu de textures oeillées (ce que confirme l'étude pétrographique) : les faciès rubanés (Larn) et les faciès oeillé (Héric) dérivent des mêmes protolithes. Les compositions sont celles de granitoïdes formant une série différenciée depuis des granodiorites ($\text{SiO}_2 \sim 65,6 \%$), jusqu'à des granites ($\text{SiO}_2 \sim 74,5 \%$), les termes les plus abondants étant des granites monzonitiques ($\text{SiO}_2 \sim 70-72\%$)** ».

Dans le détail, une analyse plus fine (**Fig. 6**) montre que ces orthogneiss présentent deux lignées magmatiques (Demange *et al.*, 1995 ; Demange, 2008) :

- Une série légèrement plus ferrifère et plus calcique, située au sud du dôme de Laouzas-Espinouse ;
- Une série plus magnésienne et potassique, plutôt localisée au coeur de ce dôme (Unités profondes de Demange).

Ces deux séries sont identifiées pour les deux faciès principaux des orthogneiss, les faciès oeillé et rubané (**Fig. 6**) : les caractéristiques chimiques principales de

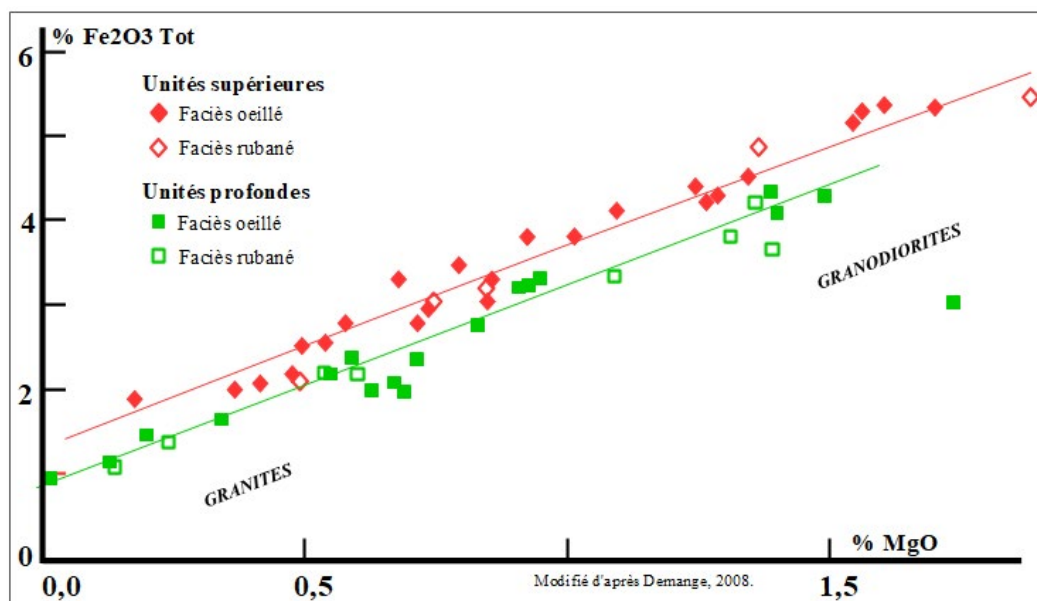


Fig. 6 – Diagramme Fe_2O_3 tot / MgO .

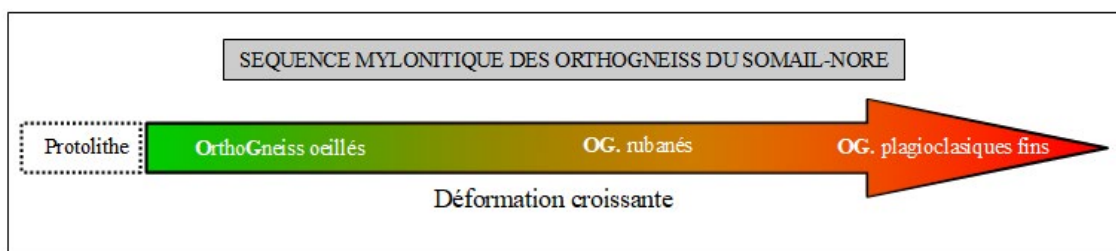


Fig. 7 – Séquence mylonitique des orthogneiss du Somail-Nore.

ces roches, intimement associées, ne dépendent donc pas de leur aspect macroscopiques (oeillé ou rubané) mais, plus probablement, d'une variabilité initiale du protolithe originel dans son ensemble. En d'autres termes, l'acquisition de la structure macroscopique est postérieure à la mise en place du protolithe : ces deux faciès - Héric et Larn - ne sont donc pas des faciès magmatiques originels.

L'ensemble de ces constatations permet d'interpréter (Fig. 7) les divers faciès orthogneissiques du Somail-Nore, intimement imbriqués, comme une séquence mylonitique (s.l.) tout à fait caractéristique (Higgins, 1971 ; Sibson, 1977 ; Wise *et al.*, 1984 ; Crévola *et al.*, 1983 ; Crévola, 1987 ; Magontier, 1988...).

La description pétrographique des yeux feldspathiques des orthogneiss (Demange, 1982 ; v 2, p.p. 4-7) est tout à fait significative à cet égard (voir, par exemple, Magontier, 1988, p.p. 77-109).

Il est important de noter que la répartition cartographique (Fig. 3) des faciès ocellés (orthogneiss d'Héric) et rubanés (orthogneiss de Larn) suggère l'existence d'un gradient croissant de la déformation, apparemment du S-SE vers le N-NW, à l'échelle de la Zone Axiale.

3.2.2. Les gneiss fins plagioclasiques.

Ellenberger (1967) les décrit ainsi : « *Minces bandes (rarement plus de 20 m de puissance) replissées de paragneiss mélanocrates à petits yeux de plagioclases ou de gneiss fins schisteux ...* ».

L'origine et la signification de ces « *mystérieuses bandelettes de paragneiss* » (Alabouvette *et al.*, 1993), « *... remarquables rubans minces mais continus de roches semblables à divers termes caractéristiques de l'enveloppe...* » (Bogdanoff *et al.*, 1984) sont controversées. Trois hypothèses ont été avancées :

1 - replis tectoniques des séries para-dérivées [notations cartographiques : Z1/Sa1] de la couverture

dans les orthogneiss considérés comme un socle (Arthaud *et al.*, 1966 ; Ellenberger, 1967 ; Demange, 1975, 1982 ; 1985 ; Beaud, 1985 ; Alabouvette *et al.*, 1993) ;

2 - septa en enclaves d'une ancienne série paragneissique dans les orthogneiss du Somail considérés comme intrusifs (Bard & Loueyit, 1978 ; Alabouvette *et al.*, 1993) ;

3 - zones de cisaillement ductile ultramylonitiques, couloirs mylonitiques (Cohen, 1975 ; Bogdanoff *et al.*, 1984 ; Van Den Driessche & Brun, 1991-1992 ; communication J.M. Quénardel *in* Alabouvette *et al.*, 1993 ; Schranzhofer, 1999 ; Roger *et al.*, 2020).

Si la première hypothèse est devenue obsolète, en raison de l'âge ordovicien supérieur du protolithe granitique à l'origine du groupe orthogneissique (Fig. 11), la deuxième semble devoir être écartée en raison de la régulière continuité de ce niveau (Alabouvette *et al.*, 1993).

Un argument décisif, en faveur de la troisième hypothèse, réside dans les datations sur monazite [Annexes : **Tabl. 4**] pratiquées sur ces roches (Roger *et al.*, 2020). En dehors d'âges (Fig. 10 et Annexes : **Tabl. 1 & 2**) que l'on peut relier aux manifestations fini-carbonifères de l'orogénèse hercynienne (Faure *et al.*, 2010 ; Franke *et al.*, 2011 ; Roger *et al.*, 2015...), ces gneiss fins plagioclasiques ont livré dans le Caroux (Gouffre du Cerisier) des monazites datées à **450.6 ± 5.6 Ma.**, **445.8 ± 3.8 Ma.** et **441.0 ± 2.5 Ma.** (Roger *et al.*, 2020).

Ces âges fini-ordoviciens sont maintenant bien documentés dans la Zone Axiale de la Montagne Noire (Fig. 11) en ce qu'ils correspondent à la mise en place du protolithe granitique à l'origine du groupe orthodérivé du Somail-Nore (Roger *et al.*, 2004, 2015 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Pitra *et al.*, 2012).

Notons que ces gneiss fins plagioclasiques semblent prendre de l'extension dans la partie septentrionale du dôme de l'Agout (Fig. 3).

La présence de monazites fini-ordoviciennes, dans ces niveaux précédemment attribués aux termes inférieurs méta-sédimentaires (Alabouvette *et al.*, 1993 ; Demange *et al.*, 1995 ; Guérangé-Lozes *et al.*, 2013) de la colonne lithostratigraphique édiacarienne (Fig. 2), ne peut donc logiquement se concevoir qu'en considérant ces gneiss fins plagioclasiques comme des faciès tectoniques ultramylonitiques issus de la déformation plastique ultime du protolithe granitique ordovicien à l'origine du groupe orthodérivé du Somail-Nore (Fig. 7).

Ces niveaux gneissiques, en minces bandelettes continues essentiellement contenues dans les orthogneiss du Somail-Nore, auparavant attribués à des replis de la couverture méta-sédimentaire édiacarienne, peuvent alors être interprétés comme des cicatrices de zones de cisaillement ductile probablement précoces : elles sont replissées et mises en forme au cours de la formation des dômes de la Zone Axiale (voir Fig. 3 et fig. 2 in Roger *et al.*, 2020).

Une telle interprétation est cohérente avec les conclusions retenues notamment par Schranzhofer (1999) et Roger *et al.* (2020).

3.2.3. Les élogites plus ou moins rétro-morphosées en amphibolites

Rares témoignages (Figs. 1 & 3) d'un métamorphisme précoce de haute pression (Cohen, 1975 ; Demange, 1982 ; 1985 ; Lotout, 2017 ; Whitney *et al.*, 2020 ; Hamelin *et al.*, 2022...), les élogites peu ou prou rétro-morphosées en amphibolites de la Zone Axiale apparaissent comme des roches résiduelles totalement étrangères à leur environnement (Cohen, 1975 ; Demange, v1, p. 296, 1982 ; Demange, 1985 ; Pitra *et al.*, 2022), eu égard au faciès métamorphique (BP /HT) de leur hôte orthogneissique (Fig. 12 et Annexes : Tabl. 6).

Ces élogites sont étroitement associées à d'anciennes roches magmatiques ultrabasiques à basiques (Webstérites, gabbros, pyroxénites, hornblendites,... Demange & Frignet, 1977 ; Demange, 1982 ; 1985) - correspondant parfois à des cumulats ferro-magnésiens ou plagioclasiques - et affleurent dans les bandes de gneiss plagioclasiques ou bien sur leurs bordures.

Les élogites du Cabardès et les amphibolites affiliées sont les seules à jalonner le contact entre l'ensemble orthogneissique du Somail-Nore et le groupe méta-sédimentaire de St Pons-Cabardès / La

Salvetat (Demange & Léger, 1980 ; Bonnemaïson *et al.*, 1980 ; Demange, 1982). Il faut noter que ce contact est interprété comme une zone de cisaillement ductile précoce (Cassard *et al.*, 1993).

L'âge de ce métamorphisme éclogitique [Annexes : Tabl. 5] est fortement controversé (voir les discussions in Lotout, 2017 ; Pitra *et al.*, 2022 ; Hamelin *et al.*, 2022) :

- Un âge minimal à *ca.* 360 Ma. [Dévonien supérieur] est proposé (Faure *et al.*, 2014 ; Lotout, 2017 ; Pitra *et al.*, 2022) ;

- Pour Whitney *et al.* (2015 ; 2020) et Hamelin *et al.* (2022), le métamorphisme éclogitique est sub-contemporain du métamorphisme de BP/HT fini-carbonifère [*ca.* 315 / 310 Ma.] ; ce qui requiert une exhumation extrêmement rapide de la Zone Axiale. Cela impliquerait aussi l'existence, pratiquement au même moment et au même site, de conditions métamorphiques très différentes (Pitra *et al.*, 2022).

Les protolithes ultramafiques à mafiques à l'origine de ces roches, lithologiquement très variés (Demange *et al.*, 1995 ;... Whitney *et al.*, 2020 ; Hamelin *et al.*, 2022), ont livré [Annexes : Tabl. 5] des âges sur zircon à 446 ± 3.5 Ma. [Ordovicien supérieur ; (Cohen *et al.*, 2013)] (Whitney *et al.*, 2020) et 442.5 ± 3.4 Ma. (Hamelin *et al.*, 2022) [transition Ordovicien-Silurien ; (Cohen *et al.*, 2013)] pour une éclogite préservée du Cabardès.

Ces deux datations ne sont pas sans rappeler celles - de l'Ordovicien supérieur - des protolithes felsiques à l'origine du groupe du Somail-Nore (Fig. 11).

Remarquons qu'un âge fini-dévonien, interprété comme datant le protolithe ou bien un stade métamorphique pré-éclogitique, a été évoqué par Whitney *et al.* (2015).

L'affinité continentale (Whitney *et al.*, 2020 ; Hamelin *et al.*, 2022) ou océanique (Lotout, 2017 ; Pitra *et al.*, 2022) des protolithes éclogitiques paraît être reliée au *rifting* et à l'amincissement plus ou moins développé de la marge continentale nord du Gondwana au Cambro-Ordovicien (Poulet *et al.*, 2017 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2020).

L'éclogitisation des protolithes ultramafiques à mafiques est attribuée :

- à leur enfouissement et au fluage latéral de la croûte profonde vers l'avant pays, en cours d'épaississement, suivis de son exhumation très rapide au Carbonifère supérieur (voir figs. 8 et 9 in Hamelin *et al.*, 2022) ;

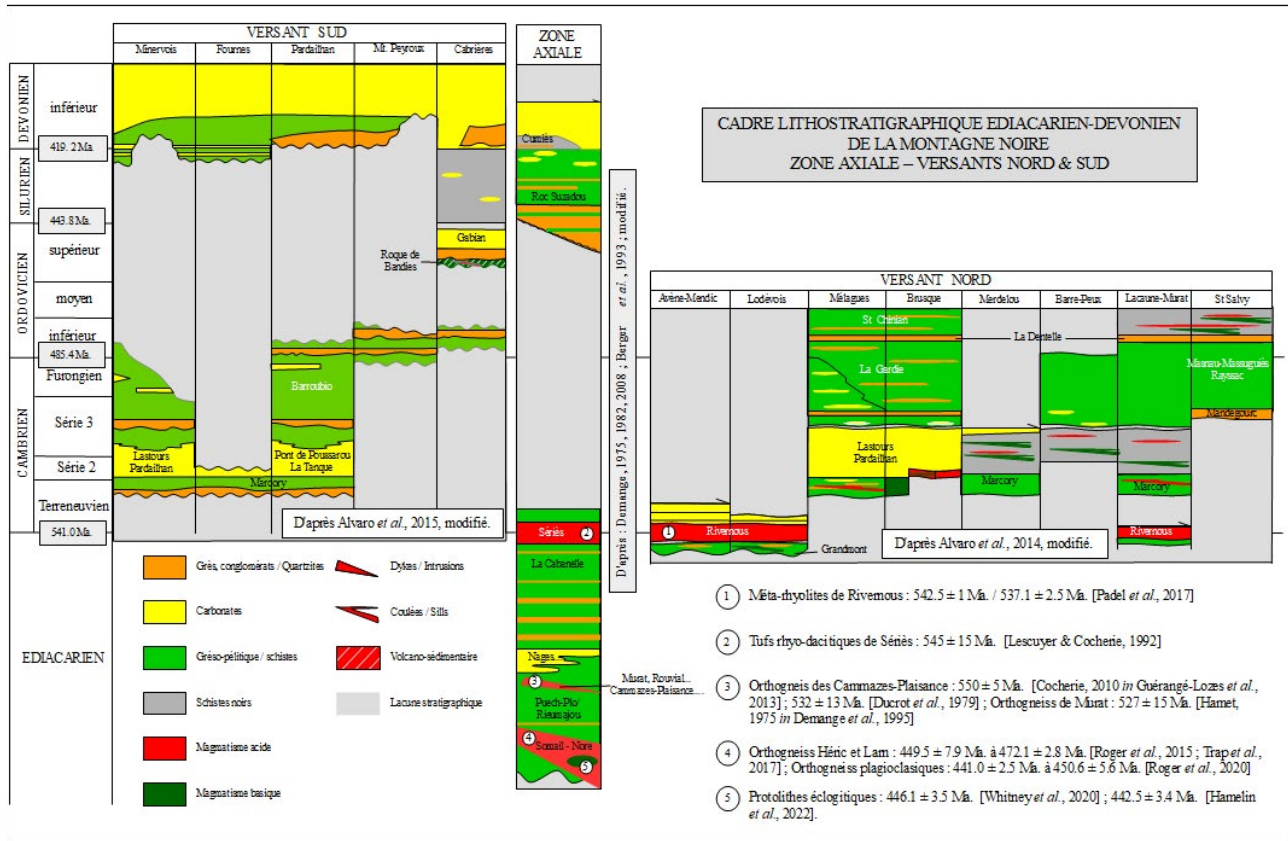


Fig. 8 – Cadre lithostratigraphique Ediacarien-Dévonien inférieur de la Montagne Noire - Zone Axiale, versants nord et sud.

- à la subduction pré-carbonifère de la croûte continentale hyper-étirée, avec portions en cours d'océanisation, suivie de la migration vers le sud des éclogites (éclogites allochtones) résultantes au cours du fluage latéral de la croûte profonde et de son exhumation contemporaine de la migmatisation fini-carbonifère (Lotout, 2017 ; Pitra *et al.*, 2022. Voir aussi Vanderhaeghe *et al.*, 2020) ;
- à une subduction intra-continentele dévondinantienne (Faure *et al.*, 2014).

La coexistence de protolithes felsiques (croûte continentale) et ultra-mafiques à mafiques (d'origine crustale et/ou océanique) d'âge similaire [Ordovicien supérieur] pose le problème de l'absence apparente de reliques minérales de HP au sein même de l'ensemble felsique migmatitique, essentiellement le groupe des orthogneiss du Somail-Nore. L'absence, jusqu'à ce jour, de témoins résiduels de HP reconnus au sein même de cet ensemble felsique migmatitique pourrait trouver son explication dans le caractère métastable - dans un environnement métamorphique de HP - des roches de composition quartzo-feldspathique (Proyer, 2003 ; Petermann *et al.*, 2009 ; Lotout, 2017 ; Hamelin *et al.*, 2022 ...). D'autre part, les roches acides, plus facilement

déformables que les roches basiques, seraient donc plus susceptibles de voir leur paragenèse minérale antérieure oblitérée au cours de leur exhumation ; la déformation favorisant les recristallisations rétomorphiques. L'identification de paragenèse de HP relictuelles nécessiterait la reconnaissance de faciès méta-granitiques peu ou pas déformés (De Hoym de Mariem, 2019).

Les boudins, boules et lentilles éclogitiques ne sembleraient donc pas aussi étrangers que cela à leur environnement proche : ils représenteraient les seuls vestiges du métamorphisme précoce de haute pression ayant affecté les formations de la Zone Axiale et permettant ainsi de quantifier les conditions de ce métamorphisme anté-collision continentale (Fig. 12 et Annexes : Tabl. 6). La localisation et la préservation partielle de ces éclogites pourraient s'expliquer en admettant que leur hôte (les niveaux continus de gneiss fins plagioclasiques, ici considérés comme des zones de cisaillement ductile ultramytonitiques) a absorbé l'essentiel de la déformation. L'abondance des corps ultrabasiques à basiques amphibolitisés - affleurant sous forme de boules, boudins ou lentilles - localisés au sein des gneiss

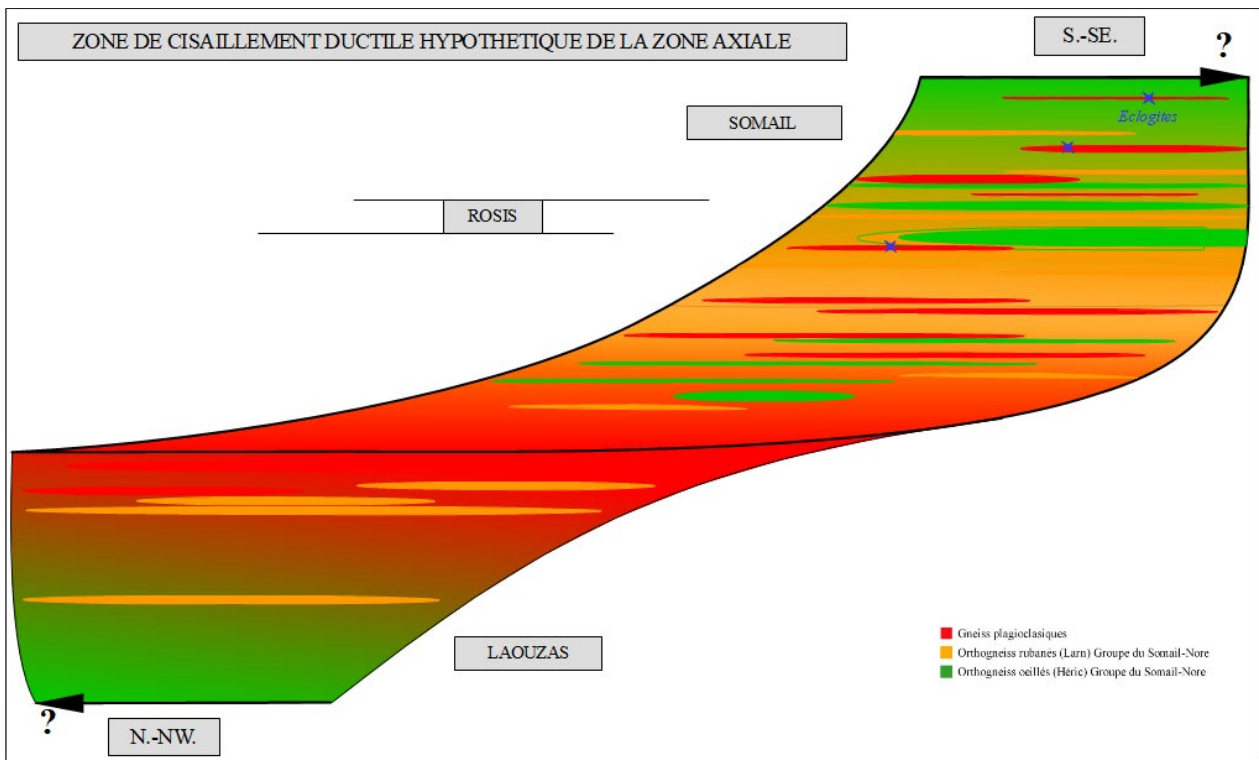


Fig. 9 – Zone de cisaillement ductile hypothétique de la Zone Axiale.

plagioclasiqes, suggère que ces écolgites étaient initialement plus répandues qu'elles ne le sont actuellement (Demange & Frignet, 1977 ; Demange, 1982 ; 1985).

4. Conclusions

L'analyse et la réinterprétation des données issues de la littérature géologique concernant les orthogneiss (*sl.*) de la Zone Axiale de la Montagne Noire mettent en exergue les points suivants :

A - Dans la Zone Axiale de la Montagne Noire, la transition Ediacarien-Cambrien est jalonnée par la mise en place de granitoïdes à la base - actuellement reconnue - de la puissante colonne lithostratigraphique néoprotozoïque correspondant au groupe de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat.

B - Ces méta-granitoïdes - les orthogneiss des Cammazes-Plaisances, de l'Orbiel, de Murat-Rouviat... - sont ici interprétés comme des orthogneiss mylonitiques, c'est à dire présentant des faciès tectoniques juxtaposés plus ou moins évolués, matérialisant l'intensité variable de la déformation plastique du protolithe granitique initial.

Cette interprétation rend compte des divers faciès rencontrés à l'affleurement, ces orthogneiss ayant été jusqu'ici déchiffrés en termes de méta-volcanites

plus ou moins remaniées. Leur position au sein de la colonne lithostratigraphique et les données géochronologiques disponibles démontrent que cette précédente attribution est aujourd'hui obsolète, à moins de remettre profondément en cause la lithostratigraphie de la Zone Axiale.

C - La mise en place de ces méta-granitoïdes est sub-contemporaine :

- de l'émission des tufs rhyo-dacitiques de Sériès, qui coiffent le groupe néoprotozoïque de Saint Pons-Cabardès / La Salvetat ;
- de l'émission des méta-rhyolites de Rivernous au nord-est de la Zone Axiale (Fig. 8) ;
- de l'intrusion du protolithe de l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié ($544,0 \pm 6,2$ Ma., Couzinié & Laurent, 2021).

D - Les divers faciès orthogneissiques exposés dans le groupe du Somail-Nore, dont le protolithe granitique est daté de l'Ordovicien supérieur, sont ici interprétés comme constituant une série mylonitique ayant pour terme ultime (ultra-mylonite) les gneiss fins plagioclasiqes : ces derniers ont fourni des monazites datées de la fin de l'Ordovicien, ce qui est incompatible avec leur précédente identification aux termes inférieurs méta-sédimentaires de la colonne lithostratigraphique édiacarienne (Fig. 8). Ces faciès mylonitiques correspondent alors à des faciès tectoniques, chacun témoignant d'un stade

plus ou moins évolué de la déformation plastique du protolithe granitique (**Fig. 4**).

E - La répartition cartographique (**Fig. 3**) de ces faciès mylonitiques, dans le dôme de l'Agout-Nore, suggère l'existence d'un gradient croissant de la déformation, apparemment du S-SE vers le N-NW.

La Zone Axiale de la Montagne Noire pourrait alors coïncider avec une méga-zone de cisaillement ductile (**Fig. 9**), probablement précoce car voutée en antifformes, dont la base se situerait dans la partie nord du dôme de l'Agout.

L'âge, la cinématique et le contexte structural liés à la mise en place de cette méga-structure sont inconnus. Il serait toutefois tentant de la relier au fluage latéral de la croûte profonde, partiellement fondue, accompagnant l'effondrement de la chaîne varisque au cours du Carbonifère (par ex. : Vanderhaeghe *et al.*, 2020).

F - Les éclogites en boudins, et les amphibolites affiliées, jalonnent des zones de cisaillement ductile matérialisées par les orthogneiss fins plagioclasiques. Les données géochronologiques disponibles montrent que la mise en place des protolithes à l'origine de ces roches résiduelles - témoignant d'un métamorphisme précoce de HP - est sub-contemporaine de celle des protolithes felsiques ordoviciens supérieurs dont dérivent les orthogneiss du Somail-Nore.

Ce constat et la localisation des éclogites enclavées au sein de ces orthogneiss suggèrent que l'ensemble à probablement été soumis à un événement métamorphique de HP dont l'âge reste à préciser : carbonifère supérieur (Whitney *et al.*, 2015 ; 2020 ; Hamelin *et al.* 2022) ou anté-dévonien supérieur (Faure *et al.*, 2014 ; Lotout, 2017 ; Pitra *et al.*, 2022). Jusqu'à ce jour, aucune trace d'un métamorphisme de HP n'a été décelée au sein des méta-granites du Somail-Nore. Des investigations ultérieures apporteront peut-être des réponses à cette difficulté, comme cela a pu être fait ailleurs dans le Massif Central Français (par ex. : Lotout, 2017 ; De Hoÿm de Mariem, 2019).

G - Les divers orthogneiss (*sl.*) qui constituent une bonne partie de la Zone Axiale de la Montagne Noire, ainsi que les méta-basites qu'ils hébergent, témoignent fort probablement de l'hyper-extension du Nord-Gondwana au Paléozoïque inférieur.

Remerciements : Mes plus vifs remerciements à Mrs Philippe Fauré et Claude Majesté-Menjoulas pour leurs lectures critiques et suggestions qui ont permis d'améliorer le manuscrit. Une mention spéciale pour Jean-Pierre Paris avec qui je partage depuis de longues années une discussion sur la Zone Axiale de la Montagne Noire.

Références.

- Aerden D.G.A.M. (1998) - Tectonic evolution of the Montagne Noire and a possible orogenic model for syn-collisional exhumation of deep rocks, variscan belt, France. *Tectonics*, 17, 1 : 62-79.
- Alabouvette B., Demange M., Echlter H., avec la collaboration de Guiraud R., Perrin M. & Vignard G. (1993) - Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Pons (1013). Orléans : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Notice explicative par B. Alabouvette, M. Demange & coll. (1993), 123 p.
- Alabouvette B., Demange M., avec la collaboration de Sauvel C & Vautrelle C. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Pons (1013). Orléans : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 123 p. Carte géologique par B. Alabouvette, M. Demange & coll. (1993).
- Álvaro J.J. & Vizcaíno D. (2001) - The southern Montagne Noire : a key region for the research on lower paleozoic paleontology. *Annales de la Société géologique du Nord*, 8, 2, : 185-189.
- Álvaro J.J., Bauluz B., Clausen S., Devaere L., Imaz A.G., Monceret E. & Vizcaíno D. (2014) - Stratigraphic review of the Cambrian-Lower Ordovician volcanosedimentary complexes from the northern Montagne Noire, France. *Stratigraphy*, 11, 1 : 83-96.
- Álvaro J.J., Sánchez-García T., Puddu C., Maria Casas J., Díez-Montes A., Liesa M. & Oggiano G. (2020) - Comparative geochemical study on Furongian-earliest Ordovician (Toledanian) and Ordovician (Sardic) felsic magmatic events in south-western Europe : underplating of hot mafic magmas linked to the opening of the Rheic Ocean. *Solid Earth*, 11 : 2377-2409.
- Arthaud F., Mattauer M. & Proust F. (1966) - La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. *Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel 18-21 avril 1966, Tiré à part, Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel* : 229-241.
- Bard J.P. (1978) - A propos du style tectonique de la phase hercynienne « précoce » de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 287 : 1321-1324.
- Bard J.P. (1979) - 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 288 : 371-374.
- Bard J.P. & Rambeloson R. (1973) - Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, Sud du Massif Central Français). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, XV, 5-6 : 579-586.
- Bard J.P. & Loueyit J. (1978) - Sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la Zone axiale de la Montagne noire (Massif central). Conséquences tectoniques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, XX : 751-772.
- Beaud F. (1985) - Etude structurale de la zone axiale orientale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central Français). Détermination des mécanismes de déformation, relation avec les nappes du versant sud. *Thèse 3^{ème} cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier*. 191 p.
- Be Mezeme E. (2005) - Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne varisque française et implication géodynamique. *Thèse de l'Université d'Orléans*, 249 p.
- Berger G. M., Debat P., Demange M., Issard H., Perrin M.,

- Boyer F., Freytet P. & Mazéas H. (1993) - Carte géol. France (1/50000), feuille Carcassonne (1037). Orléans : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Notice explicative par G.M. Berger *et al.* (1993), 78 p.
- Berger G.M., Boyer F., Debat P., Demange M., Freytet P., Marchal J.P., Mazéas H. & Vautrelle C. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Carcassonne (1037). Orléans : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 78 p. Carte géologique par G.M. Berger *et al.* (1993).
- Bergeron J. (1889) - Étude géologique du Massif ancien situé au Sud du Plateau Central. *Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences, Paris, Annales Sciences Géologiques, Masson éditeur*, Paris, 362 p.
- Bogdanoff S. (1968) - Aspect et âge de l'anatexie dans la zone axiale de la Montagne Noire, Espinouse (Hérault). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 267 : 1565-1566.
- Bogdanoff S. (1971) - Sur la transformation amphibolite-granodiorite. Monts de l'Espinouse, Montagne Noire (Hérault). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 272 : 1833-1835.
- Bogdanoff S., Donnot M., Ellenberger F. & Coll. (1982) - Carte géologique de France à 1/50 000, feuille Bédarieux (988). Orléans, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.
- Bogdanoff S., Donnot M., Ellenberger F. & Coll. (1984) - Notice carte géologique de France à 1/50000, feuille Bédarieux (988). Orléans, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 105 p.
- Bonnemaison M., Demange M., Issard H., Léger M., Pascal M.L. & Perrin M. (1980) - Lithostratigraphie et structure des « schistes X » du Cabardès (Montagne Noire. France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 291 : 147-150.
- Bouchardon J.L., Dechomets R. & Demange M. (1979) - A propos du disthène en roche dans les micaschistes et gneiss du synclinal de Rosis et du flanc sud, zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central Français). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 288 : 1067-1069.
- Bureau de Recherches Géologiques et Minières – InfoTerre – (2021) - <http://infoterre.brgm.fr/formulaire/telechargement-cartes-geologiques-departementales-150-000-bd-charm-50>. Consulté en 2021.
- Bruguier O., Becq-Giraudon J.F., Champenois M., Deloué E., Ludden J. & Mangin D. (2003) - Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chemical Geology*, 201, 3-4 : 319 - 336.
- Brun J.P. & Van den Driessche J. (1994) - Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structures and kinematics. *Bulletin Société.Géologique de France*, 165, 6 : 519-530.
- Burg J.P. (1999) - Ductile structures and instabilities : their implication for Variscan tectonics in the Ardennes. *Tectonophysics*, 309 : 1-25.
- Cassard D., Feybesse J.L. & Lescuyer J.L. (1993) - Variscan crustal thickening, extension and late overstacking during the Namurian-Westphalian in the western Montagne Noire (France). *Tectonophysics*, 222 : 33-53.
- Cavaillé A., Debat P. & Calas G. (1975) - Carte géologique de France (1/50000), feuille Castelnaudary (1036). Orléans, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.
- Chardon D., roques D. & Aretz M. (2020) - Reappraisal of Variscan tectonics in the southern French Massif Central. *Tectonophysics*, 787, 1-16 : 228477.
- Charles N., Faure M. & Chen Y. (2009) - The Montagne Noire migmatitic dome emplacement (French Massif Central) : new insights from petrofabric and AMS studies. *Journal of Structural Geology*, 31 : 1423-1440.
- Clausen S. & Álvaro J.J. (2004) - Implications biostratigraphiques et paléobiogéographiques de la découverte du métazoaire néoprotérozoïque *cloudina* dans le versant nord de la Montagne Noire (France). *Résumé du Colloque de paléogéographie (8 et 9 mars 2004)*, *Académie des Sciences et Société Géologique de France*, Paris : 42-43.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L. & Fan J.-X. (2013 ; updated) - *The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes* 36 : 199-2.
- Cohen M. (1975) - Sur la présence d'une enclave ultrabasique d'origine profonde probable dans les gneiss du Caroux (zone axiale, Montagne Noire, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 280 : 537-540.
- Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C., Fanning M. & Laumonier B. (2005) - U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 176, 3 : 269-282.
- Couzinié S. & Laurent O. (2021) - Zircon U–Pb dating of the Montredon-Labessonnié orthogneiss by LA–ICP–MS : new evidence for late Ediacaran crustal melting in the French Massif Central. *Géologie de la France*, 2 : 24-31.
- Crévola G. (1987) - Les orthomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile symmétamorphe de granites avec transfert de matière : principaux caractères et exemples dans la chaîne varisque du Sud de la France, *Geodinamica Acta*, 1, 3 : 207-221.
- Crévola G., Boucarut M., Magontier J. & Collomb P. (1983) - Origine granitique des gneiss de la Cézarenque (Cévennes, Massif Central) : identification de plusieurs faciès plutoniques originels. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 296, 2 : 1519-1522.
- Debat P., Deramond J. & Soula J.C. (1971) – Origine de la structure ocellée dans les gneiss de la Montagne Noire occidentale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 272 : 2759-2762.
- Debat P., Mouline M.P., Féraud J. & Cosson J. (1979). - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Mazamet (1012). Orléans : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 50 p. Carte géologique par Debat P. & Mouline M.P. (1979).
- Debat P. & Vidal J.L. (1981) - Essai sur la déformation des orthogneiss (exemples pris dans la Montagne Noire occidentale). *Mémoires de la Société géologique de France. Nouvelle série*, LX, 141 : 1-80.
- De Hoÿm de Marien L. (2019) - Pressure-temperature-time evolution of the Variscan high-pressure units of the eastern Massif-Central : geodynamic implications. *Thèse doctorat Université de Rennes 1*. 275 p.
- Demange M. (1975) - Style pennique de la Zone Axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif Central). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2, 2 : 269-291.
- Demange M. (1982) - Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France). *Thèse Doctorat Science, Université Paris, VI*, 1052 p., 2 volumes.
- Demange M. (1985) - The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chemical Geology*, 50 : 173-188.
- Demange M. (1998) - Contribution au problème de la formation des dômes de la zone axiale de la Montagne Noire : analyse

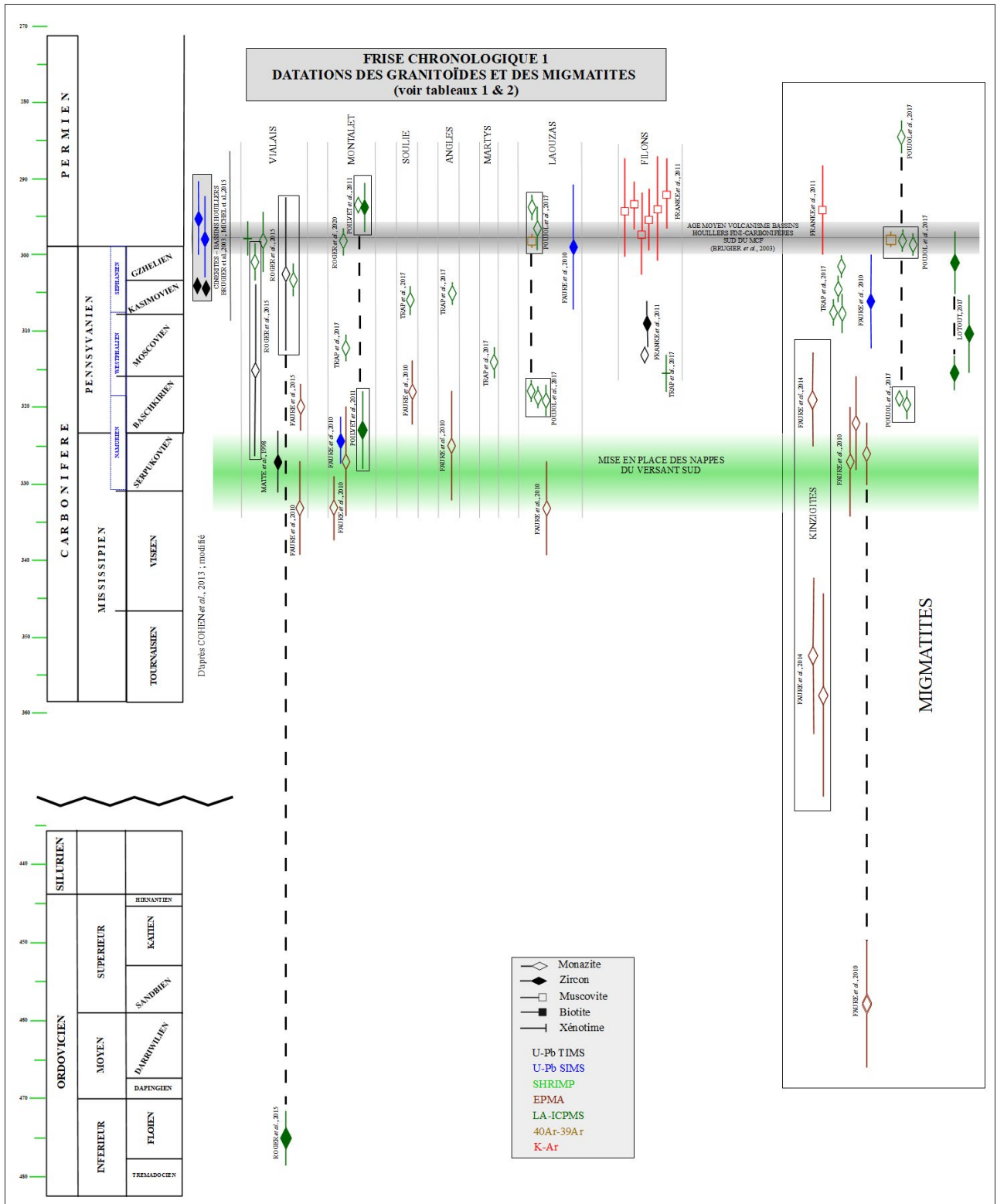
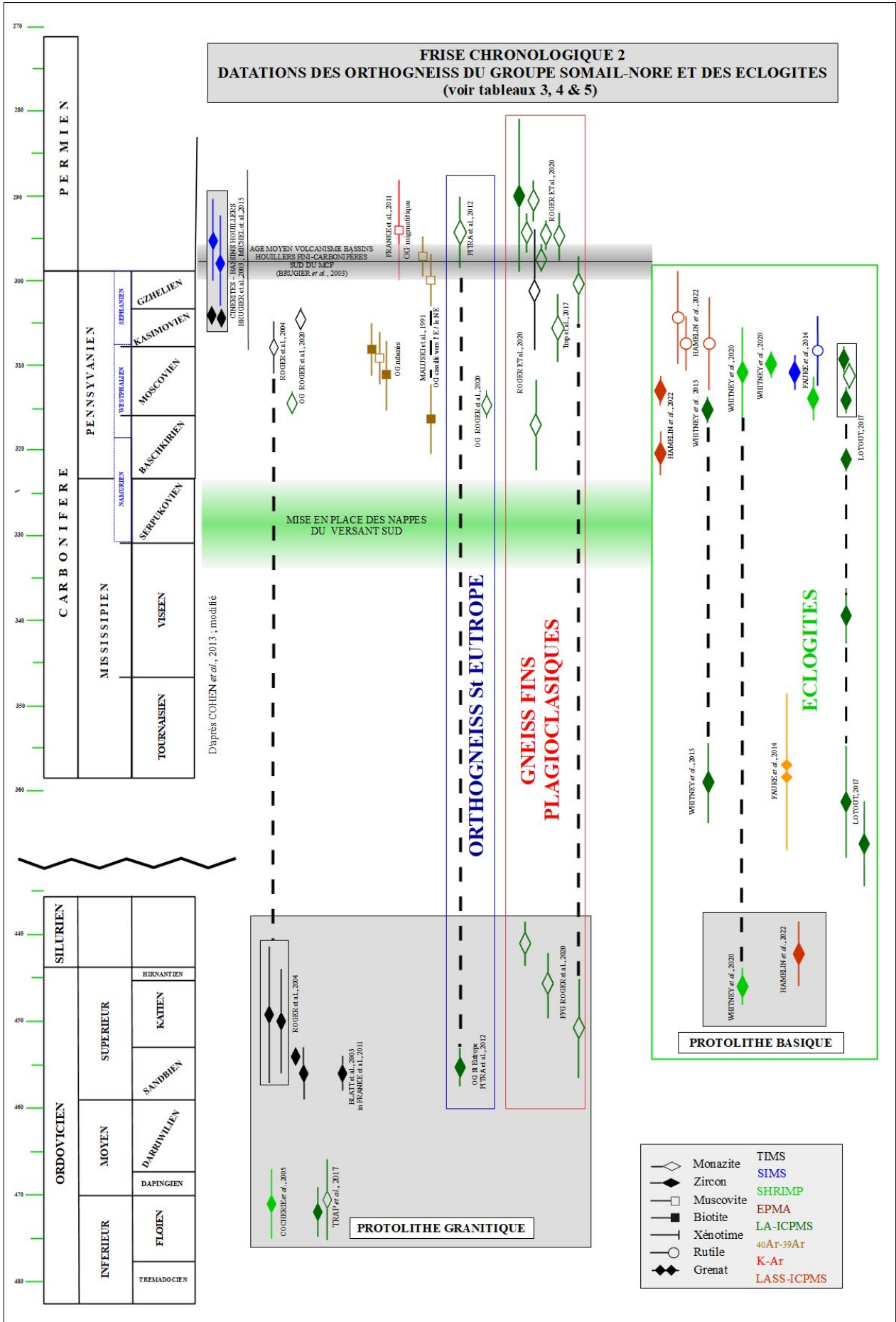


Fig. 10 – Frise chronologique 1 : datation des granitoïdes et des migmatites (d’après Talbs. 1 & 2).

Fig. 11 – Frise chronologique 1 : datation des orthogneiss du groupe Somail-Nore et des écolites (d’après Talbs. 3, 4 & 5).



- géométrique des plissements superposés dans les séries sédimentaires de l'enveloppe. Implication pour tout modèle géodynamique. *Géologie de la France*, 4 : 3-56.
- Demange M. (1999) - Évolution tectonique de la Montagne noire : un modèle en transpression. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 2, 329, 11 : 823-829.
- Demange (2008) - Documents inédits préalables à la notice de la nouvelle carte géologique de Mazamet (communiqués en février 2013 par J.-P. Tarayre).
- Demange M. & Frignet B. (1977) - Les roches basiques de l'Ayrole (commune de Fraïsse-sur-Agout, Hérault), massif de l'Agout, Montagne Noire. Étude chimique. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*, 100, 2 : 114-122.
- Demange M. & Perrin M. (1978) - Distinction d'unités lithostratigraphiques au sein des gneiss du massif de Nore (Montagne noire). Conséquences tectoniques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 286 : 571-573.
- Demange M. & Gattoni L. (1978) - Le métamorphisme progressif des formations d'origine péliotique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne Noire, France). Isogrades et faciès de métamorphisme. *Bulletin de Minéralogie*, 101, 3 : 334-349.
- Demange M. & Léger M. (1980) - Présence d'éclogites en Cabardès. Un nouveau témoin de métamorphisme de haute à moyenne pression sur le flanc sud de la zone axiale de la Montagne Noire. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 291, 7 : 597-599.
- Demange M. & Jamet P. (1986) - L'accident majeur Mazamet-Tantajo (Montagne Noire) : décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne. *Géologie de la France*, 3 : 273-280.
- Demange M., Guérangé-Lozes J. & Guérangé B. (1996) - Carte géol. France (1/50000), feuille Lacaune (987). Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Notice explicative par M. Demange, J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé & coll. (1995), 153 p.
- Demange M., Guérangé-Lozes J. & Guérangé B., avec la collaboration de Astruc J.G., Teissier J.L., Maldinier M., Galharague J., Michard A.G. & Servelle C. (1995) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Lacaune (987). Orléans Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 153 p. Carte géologique par M. Demange, J. Guérangé-Lozes & B. Guérangé (1996).
- Demange M., Mouline M.P., Alabouvette B. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Revel (1011). Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Notice explicative par M. Demange, B. Alabouvette, M.P. Mouline, J.G. Astruc (1997), 104 p.
- Demange M., Alabouvette B., Mouline M.P., Astruc J.G. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Revel (1011). Orléans : Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 104 p. Carte géologique par M. Demange, M.P. Mouline, B. Alabouvette (1997).
- Ducrot J., Lancelo T.J. R. & Reille J.L. (1979) - Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, XXI, 4 : 501-505.
- Echtler H. & Malavieille J. (1990) - Extensional tectonics, basement uplift and stephano-permian collapse basin in a late variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177 : 125-138.
- Ellenberger F. (1967) - Replis des micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du massif gneissique du Caroux (Zone axiale de la Montagne Noire). *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, 6 : 227-228.
- Ellenberger F. & Santarelli N. (1974) - Les « Schistes X » de la Montagne Noire orientale : distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 278 : 2409-2412.
- Engel W., Feist R. & Franke W. (1978) - Synorogenic gravitational transport in the carboniferous of the Montagne Noire (S-France). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 129 : 461-472.
- Engel W., Feist R. & Franke W. (1980-1981) - Le Carbonifère de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2, I, 4 : 341-389.
- Faure M. (1995) - Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, 14 : 132-153.
- Faure M., Cocherie A., Be Mezeme E., Charles N. & Rossi P. (2010) - Middle carboniferous crustal melting in the variscan belt : new insights from U-Th-Pb_{tot} monazite and U-Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central). *Gondwana research*, 18 : 653-673.
- Faure M., Cocherie A., Gache J., Esnault C., Guerot C., Rossi P., Lin W. & Li Q. (2014) - Middle carboniferous intracontinental subduction in the outer zone of the variscan belt (Montagne Noire Axial Zone, French Massif Central) : multimethod geochronological approach of polyphase metamorphism. In : Schulmann K., Martinez Catalan J.R., Lardeaux J.M., Janousek V., Oggiano G. (Eds.), The variscan orogeny : extend, timescale and the formation of the european crust, *Geological Society, London, Special Publications* 405.
- Feist R. & Galtier J. (1985) - Découverte de flores d'âge namurien probable dans le flysch à olistolites de Cabrières (Hérault). Implication sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 2, 300, 6 : 207-212.
- Fossen H. (2016) - Structural Geology. 2nd Edition, Cambridge University Press, 524 p.
- Franke W., Doublier MP., Klama K., Potel S. & Wemmer K. (2011) - Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 4 : 753-785.
- Fréville K., Cenki-Tok B., Leyreloup AF., Trap P., Malavieille J. & Teyssier C. (2013) - New structural insights and thermobarometrical analyses in the Montagne Noire gneiss dome (French Massif Central) : Implication for the late Variscan intracontinental tectonics. *Building Strong Continents: Evolution of the continental crust: growth, stabilisation, preservation and recycling' Portsmouth*, 2-4 September 2013 : 46.
- Fréville K., Cenki-Tok B., Trap P., Rabin M., Leyreloup A., Régnier J.L. & Whitney D.L. (2016) - Thermal interaction of middle and upper crust during gneiss dome formation: Example from the Montagne Noire (French Massif Central). *Journal of Metamorphic Geology*, 34, 5 : 447-462.
- Gèze B. (1949) - Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mémoire Société Géologique de France*, nouvelle série, Paris, 29, (62), 215 p.
- Guérangé-Lozes J. (1987) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Thèse d'État, *Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 135. 259 p.
- Guérangé-Lozes J. & Burg J.P. (1990) - Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologique et structurale à 1/250000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, 3-4 : 71-106.
- Guérangé-Lozes J., Guérangé B., avec la collaboration de Lefavrais A., Raçon J.P., Astruc J.G., Michard A., Greber

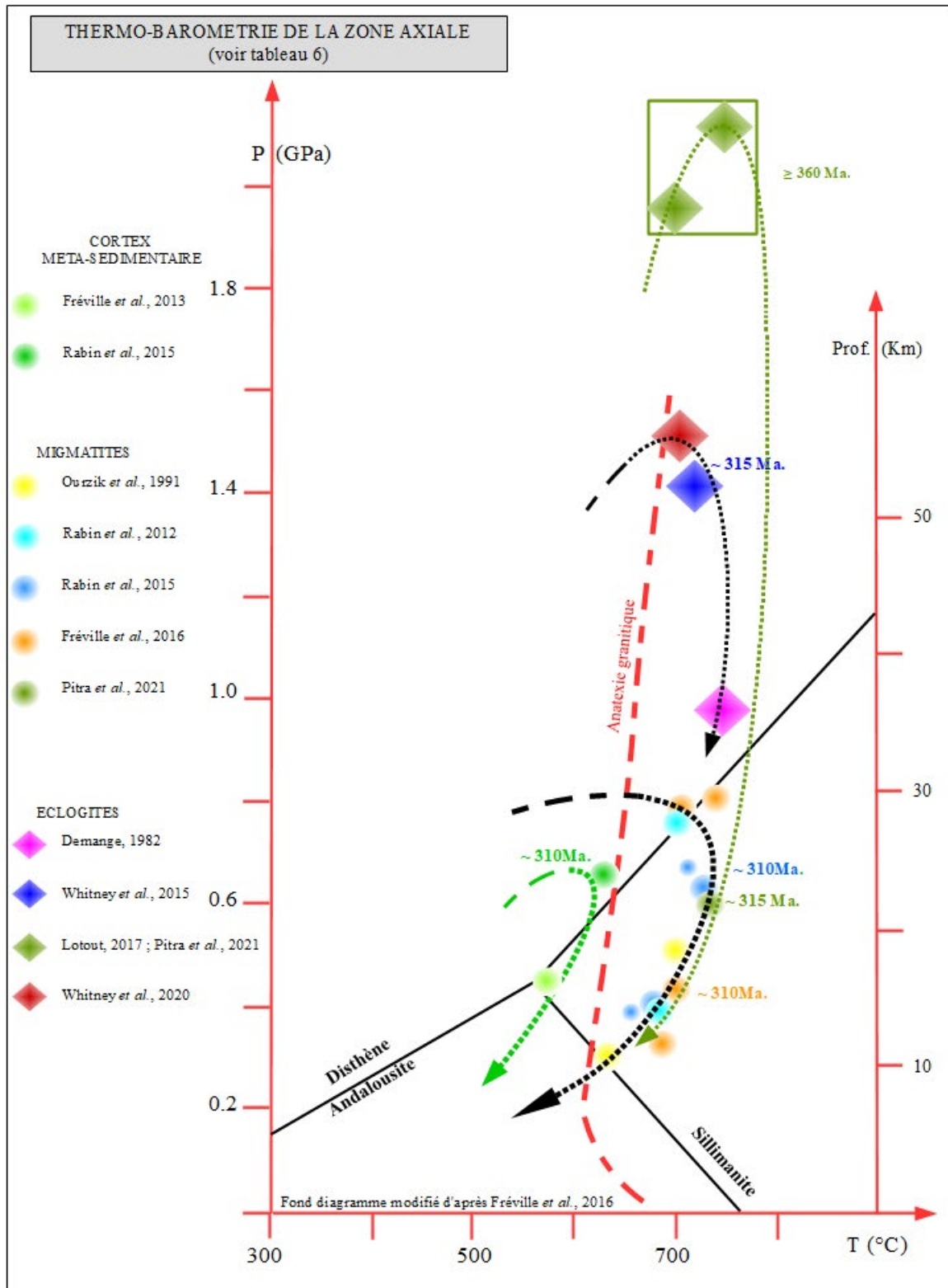


Fig. 12 – Diagramme thermo-barométrique de la Zone Axiale (d’après Tabl. 6).

- C. & Servelle C. (1991) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Camarès (961) – Orléans ; *Bureau de recherches géologiques et minières*, 84p. Carte géologique par Donnot M., Lefavrais A., Lablanche G., Greber C., Rouchy J.M. & Prian J.P. (1990).
- Guérangé-Lozes J., Demange M. & Mouline M. (2013) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Castres (986). Orléans : *Bureau de recherches géologiques et minières*. Notice explicative par Guérangé-Lozes J., Demange M. & Mouline M., 170 p.
- Guérangé-Lozes J., Demange M. & Mouline M. (2012) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Castres (986). Orléans : *Bureau de recherches géologiques et minières*, 170 p. Carte géologique par Guérangé-Lozes J., Demange M. & Mouline M. (2013).
- Hamelin C., Whitney D.L., Roger F. & Teyssier C. (2022) - Orogenic eclogites record relative magnitude of deep crustal flow and extent of migmatite-eclogite interaction. *Lithos*, 434-435, 106917.
- Higgins M.W. (1971) - Cataclastic rocks. *U. S. Geological Survey professional paper*; 687, 97 p.
- Lescuyer, J. L. & Cocherie A. (1992) - Datation sur monozircons des métadacites de Sériès. Arguments pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne noire (Massif central français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 2, 314 : 1071-1077
- Magontier J. (1988) - Étude géologique de la Gardonnenque entre St Jean du Gard et La Grand'Combe à l'Ouest d'Alès (Gard, France), *Thèse Doctorat Université de Bordeaux III*, 487 p.
- Malavieille J. (2010) - Impact of erosion, sedimentation and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges : analog models and case studies. *The Geological Society of America Today*, 20, 1, 10 p.
- Maluski H., Costa S. & Echlter H. (1991) - Late variscan tectonic evolution by thinning of earlier thickened crust. An ⁴⁰Ar-³⁹Ar study of the Montagne Noire, southern Massif Central, France. *Lithos*, 26, 3-4 : 287-304.
- Matte P., Lancelot J. & Mattauer M. (1998) - La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un « metamorphic core complex » extensif mais un anticlinal post-nappe à cœur anatectique. *Geodinamica Acta*, 11, 1 : 13-22.
- Michel L.A., Tabor N.J., Montañez I.P., Schmitz M.D. & Davydov V. I. (2015) - Chronostratigraphy and Paleoclimatology of the Lodève Basin, France: Evidence for a pan-tropical aridification event across the Carboniferous–Permian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 430 : 118-131.
- Ourzik A., Debat P. & Mercier A. (1991) - Evolution métamorphique de la partie N et NE de la zone axiale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, Paris, 12 a, 313 : 1547-1553.
- Padel M., Alvaro J.J., Clausen S., Guillot F., Poujol M., Chichorro M., Monceret E., Pereira M. F. & Vizcaino D. (2017) - U–Pb laser ablation ICP-MS zircon dating across the Ediacaran–Cambrian transition of the Montagne Noire, southern France. *Comptes-Rendus Geoscience*, 349, 8 : 380-390.
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J. (2005) - Microtectonics. 2nd Edition, *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*. 372 p.
- Peterman E.M., Hacker B.R. & Baxter E.F. (2009) - Phase transformations of continental crust during subduction and exhumation: Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy*, 21 : 1097-1118.
- Pille L., (2008) - Foraminifères et algues calcaires du Mississippien supérieur (Viséen supérieur-Serpukhovien): rôles biostratigraphique, paléocologique et paléogéographique aux échelles locale, régionale et mondiale. *Thèse Doctorat, Université de Lille*, 317 p.
- Pitra P., Poujol M., Van den Driessche J., Poilvet J.C. & Paquette J.L. (2012) - Early Permian extensional shearing of an Ordovician granite: The Saint-Eutrope “C/S-like” orthogneiss (Montagne Noire, French Massif Central). *Comptes-Rendus Geoscience*, 344 : 377-384.
- Pitra P. , Poujol M., Van den Driessche J., Bretagne E., Lotout C. & Cogné N. (2022) - Late Variscan (315 Ma) subduction or deceptive zircon REE patterns and U–Pb dates from migmatite-hosted eclogites? (Montagne Noire, France). *Journal of Metamorphic Geology*, 40, 1 : 39-65.
- Poilvet J.C., Poujol M., Pitra P., Van den Driessche J. & Paquette J.L. (2011) - The Montalet granite, Montagne Noire, France : an early Permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite. *Comptes-Rendus Geoscience*, 343 : 454-461.
- Poucllet A, Álvaro J.J., Bardintzeff J.M., Imaz A.G., Monceret E. & Vizcaino D. (2017) - Cambrian-early Ordovician volcanisme across the south armorican and occitan domains of the variscan belt in France : continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin. *Geoscience Frontiers*, 8, 1 : 25-64.
- Poujol M., Pitra P., Van Den Driessche J., Ruffet G., Tartese R., Paquette J.L. & Poilvet J.C. (2017) - Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *International Journal of Earth Sciences*, 106, 2 : 477-500.
- Proyer A. (2003) - The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos*. 70, 3 : 183-94.
- Quémart P., Dabard M.P., Chauvel J.J. & Feist R. (1993) - La transgression éo-dévonienne sur le Paléozoïque ancien dans la nappe du Mont Peyroux (Montagne Noire, Hérault) : signature pétrographique et implications géodynamiques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 2, 317 : 655-661.
- Rabin M., Trap P., Carry N., Marquer D. & Goncalves P. (2012) - New structural insights, GIS analysis and thermobarometrical study in the Montagne Noire axial zone (French Massif Central) : implication for the late variscan intracontinental tectonics. Relative contribution of variscan orogenic events to formation of european crust, abstracts, *Géologie de la France*, 1 : 175-176.
- Rabin M., Trap P., Carry N., Freville K., Cenki-Tok B., Lobjoie C., Goncalves P. & Marquer D. (2015) - Strain partitioning along the anatectique front in the variscan Montagne Noire massif (Southern French Massif Central). *Tectonics*, 34, 1709-1735.
- Reille J.L. (1978) - Mise en évidence de formations hypovolcaniques alcalines cambriennes parmi les orthogneiss hercyniens de la Zone Axiale de la Montagne Noire d'après l'étude des populations de zircons. Conséquences géologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, D, 287 : 579-582.
- Rey P. F., Teyssier C., Kruckenberg S.C. & Whitney D.L. (2011) - Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes. *Geology*, 39, 4 : 387-390.
- Roger F., Respaut J.P., Brunel M., Matte P. & Paquette J.L. (2004) - Première datation U–Pb des orthogneiss ocellés de la zone axiale de la Montagne noire (Sud du Massif central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque. *Comptes-Rendus Geoscience*, 336 : 19-28
- Roger F., Teyssier C., Respaut J.P., Rey P. F., Jolivet M., Whitney D.L., Paquette J.L. & Brunel M. (2015) - Timing of formation

- and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central. *Tectonophysics*, 640-641 : 53-69.
- Roger F., Teyssier C., Whitney DL., Respaut JP., Paquette JL. & Rey P. F. (2020) - Age of metamorphism and deformation in the Montagne Noire dome (French Massif Central) : Tapping into the memory of fine-grained gneisses using monazite U-Th-Pb geochronology. *Tectonophysics*, 776 : 228316.
- Schranzhofer C. (1999) - La zone de cisaillement polyphasée du versant sud de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central, France) : un «vecteur» pour l'exhumation des dômes migmatitiques. *Thèse Doctorat Université Paris VI-Pierre et Marie Curie*. 188 p.
- Schuiling R. D. (1960) - Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mémoire de la Société géologique de France*, nouvelle série, Paris, 29, (91), 59 p.
- Sibson R. H. (1977) - Fault types and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133 : 191-213.
- Teyssier C., Whitney, D. L., Roger F., Rey P. F. & Trap P. (2015) - Coeval eclogitization and migmatization during orogenic collapse (Montagne Noire dome). *The variscan belt correlations and plate dynamics, abstracts, Géologie de la France*, 1 : 133-134.
- Trap P., Roger F., Cenk-Tok B. & Paquette J-L. (2017) - Timing and duration of partial melting and magmatism in the Variscan Montagne Noire gneiss dome (French Massif Central). *International Journal of Earth Sciences*, 106 : 453-476.
- Vachard D., Izart A. & Cozar P. (2017) - Mississippian (middle Tournaisian-late Serpukhovian) lithostratigraphic and tectonosedimentary units of the southeastern Montagne Noire (Hérault, France). *Géologie de la France*, 1 : 47-88.
- Soula J-C, Debat P, Brusset S, Bessiere G, Christophoul F & Deramond J (2001) - Thrust-related, diapiric, and extensional doming in a frontal orogenic wedge : example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt. *Journal of Structural Geology*, 23, 11 :1677-1699.
- Vanderhaeghe O., Laurent O., Gardien V., Moyen J.-F., Gèbelin A., Chelle-Michou C., Couzinié S., Villaros A. & Bellanger M. (2020) - Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt: the geologic record of the French Massif Central. *Bulletin de la Société géologique de France*, 191 : 1-56.
- Van den Driessche J. & Brun J.P. (1992) - Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5, 1-2 : 85-99.
- Whitney D. L., Roger F., Teyssier C., Rey P. F. & Respaut J.P. (2015) - Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome : the P-T-t record of the youngest variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth and planetary Science Letters*, 430 : 224-234.
- Whitney D., Hamelin C., Teyssier C., Raia N., Korchinski M., Seaton N., Bagley B., Handt A., Roger F. & Rey P. (2020) - Deep crustal source of gneiss dome revealed by eclogite in migmatite (Montagne Noire, French Massif Central). *Journal of Metamorphic Geology*, 38, 165 : 297-327.
- Wise D.U., Dunn D.E., Engelder J.T., Geiser PA., Hatcher R.D., Kish S.A., Odom A.L. & Schamel S. (1984) - Fault-related rocks : suggestions for terminology. *Geology*, 12 : 391-394.



DIRECTORY OF
OPEN ACCESS
JOURNALS



Soumis le 28.02.2023
Accepté le 22.03.2023
Publié en ligne (pdf) le 14.04.2023

ANNEXES

TABLEAU I : Datations des migmatites (+ Kinzigites).

TABLEAU I : Datations des migmatites (+ Kinzigites).				
AUTEURS	LITHOLOGIE	METHODE	AGE	OBSERVATIONS
MIGMATITES				
Bé-Mézeme, 2005	Métatexite (Ourt 1)	U-Th-Pb EPMA	<u>Mz = 326 ± 4 Ma.</u> <u>Mz = 458 ± 9 Ma.</u>	Col d'Ourtigas
Faure et al., 2010	Migmatite	U-Th-Pb EPMA	<u>Mz = 322 ± 6 Ma.</u>	Espinouse
	Diatexite	U-Pb SIMS	<u>Zr = 306 ± 6 Ma.</u>	La Salvetat/Agout
U-Th-Pb EPMA		<u>Mz = 327 ± 7 Ma.</u>		
Franke et al., 2011	Orthogneiss migmatitique (Do 209)	K-Ar	<u>Mu = 294,3 ± 5,8 Ma.</u>	La Salvetat/Agout
Trap et al., 2017	Métatexite Bi-Gr (MN 14-04B)	LA-ICP-MS	<u>Mz = 301.5 ± 1.4 Ma.</u>	Cabot M – LP/HT Déformation D3
	Métatexite Cd-Bi (MN 9-B1)		<u>Mz = 304.7 ± 1.7 Ma.</u>	
	Métatexite Bi-Cd-Sill (MN C-04)		<u>Mz = 307.7 ± 2.5 Ma.</u>	Espinouse M2 - HT
	Métatexite Bi-Sill-Cd-Gr (MN 13-B2)		<u>Mz = 307.6 ± 1.8 Ma.</u>	La Salvetat/Agout M2 – HT Déformation D2
Poujol et al., 2017	Métatexite (ES 8)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Mz = 318.5 ± 0.7 Ma.</u> <u>Mz = 319.8 ± 1.8 Ma.</u> <u>Mz = 298.8 ± 1.3 Ma.</u> <u>Mz = 298.2 ± 1.5 Ma.</u> <u>Mz = 284.7 ± 2.1 Ma.</u>	La Salvetat/Agout Migmatisation 1 Migmatisation 2 ? + Circulations fluides
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	<u>Mu = 298 ± 1 Ma.</u>	Migmatisation 2 ? + Circulations fluides
Lotout, 2017 Pitra et al., 2022	Migmatite Gr-Bi-Sill (EP 5) (adjacente à l'éclogite EP 1)	U-Pb LA-ICP-MS	<u>Zr = 301 ± 4 Ma.</u> <u>Zr = 310.4 ± 5.0 Ma.</u> <u>Zr = 315.3 ± 2.2 Ma.</u>	Métamorphisme BP/HT (Refroidissement isobare: 0.6 GPa, 730 ► 690°C) + circulation de fluides
KINZIGITES				
Faure et al., 2014	Gneiss kinzigitiques Cd-Gr (E 48)	U-Th-Pb EPMA	<u>Mz = 319 ± 6 Ma.</u>	La Salvetat
	Gneiss kinzigitiques (F 2)		<u>Mz = 352 ± 10 Ma.</u>	
	Gneiss kinzigitiques (F 11)		<u>Mz = 357 ± 13 Ma.</u>	Puech Plo

Mz = 357 ± 13 Ma. : datation reportée sur la frise chronologique 1.

Mu : muscovite ; **Mz** : monazite ; **Zr** : zircon. [Bi : biotite ; Cd : cordièrite ; Sill : sillimanite ; Gr : grenat].

TABLEAU 2 : Datations des granitoïdes.

TABLEAU II : Datations des granitoïdes.				
AUTEURS	LITHOLOGIE	METHODE	AGE	OBSERVATIONS
GRANITE ANATECTIQUE (Cd) DU VIALAIS				
Matte <i>et al.</i> , 1998		U-Pb TIMS	$Zr/Mz = 327 \pm 4 \text{ Ma.}$	
Roger <i>et al.</i> , 2015	Granite déformé (MN 17)	U-Pb TIMS LA-ICP-MS	$Mz = 302.6 \pm 9.9 \text{ Ma.}$ $Mz = 303.6 \pm 2 \text{ Ma.}$ $Zr = 474.9 \pm 3.4 \text{ Ma.}$	Bardou
	Granite déformé (MN 19)	U-Pb TIMS LA-ICP-MS	$Mz = 315 \pm 11 \text{ Ma.}$ $Mz = 301.2 \pm 2.4 \text{ Ma.}$	Douch
	Leucogranite à Gr (MN 30)	LA-ICP-MS	$Mz = 298.6 \pm 4 \text{ Ma.}$ $Xe = 298.2 \pm 2.2 \text{ Ma.}$	Ourtigas
Bé-Mézème, 2005 Faure <i>et al.</i> , 2010	Leucogranite	U-Th-Pb EPMA	$Mz = 320 \pm 3 \text{ Ma.}$ $Mz = 333 \pm 6 \text{ Ma.}$	
GRANITE PERALUMINEUX (Bi – Gr) DU MONTALET - PICOTALEN				
Bé-Mézème, 2005 Faure <i>et al.</i> , 2010	Faciès à Grenat	SIMS	$Zr = 324 \pm 3 \text{ Ma.}$	
		U-Th-Pb EPMA	$Mz = 327 \pm 7 \text{ Ma.}$	
Faure <i>et al.</i> , 2010	Faciès à Biotite	U-Th-Pb EPMA	$Mz = 333 \pm 4 \text{ Ma}^*$	
Poilvet <i>et al.</i> , 2011	Leucogranite à Gr - C/S (ES 5)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	$Mz = 293.7 \pm 1 \text{ Ma.}$ $Zr = 294.1 \pm 3.1 \text{ Ma.}$ $Zr = 323 \pm 5 \text{ Ma.}$	Col de Picotalen
Trap <i>et al.</i> , 2017	Dyke granite à Cordiérite (MN 14-04C)	LA-ICP-MS	$Mz = 312.1 \pm 1.8 \text{ Ma.}$ $Xe = 315.4 \pm 2.3 \text{ Ma}$	Cabot
Roger <i>et al.</i> , 2020	Leucogranite C/S à Gr Cisaillement NE	U-Th-Pb LA-ICP-MS	$Mz = 298.5 \pm 1.8 \text{ Ma.}$	
LEUCOGRANITE (Mu-Bi-Gr) DU SOULIE				
Faure <i>et al.</i> , 2010		U-Th-Pb EPMA	$Mz = 318 \pm 4 \text{ Ma.}$	
Trap <i>et al.</i> , 2017	Granite syntectonique (MN 14-11)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	$Mz = 306 \pm 1.9 \text{ Ma.}$	Emplacement D2
GRANITE (Bi) D'ANGLES				
Bé-Mézème, 2005 Faure <i>et al.</i> , 2010		U-Th-Pb EPMA	$Mz = 325 \pm 7 \text{ Ma.}$	
Trap <i>et al.</i> , 2017	Granite syntectonique (MN 14-09)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	$Mz = 305 \pm 1.5 \text{ Ma.}$	Foliation verticale S2 – N60°E Emplacement D2
GRANITE DES MARTYS				
Trap <i>et al.</i> , 2017	(MN 14-19)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	$Mz = 314.0 \pm 2.0 \text{ Ma.}$	Emplacement D2
LEUCOGRANITE (Mu-Bi-Gr-Cd) DU LAOUZAS				
Bé-Mézème, 2005 Faure <i>et al.</i> , 2010	Granite à Cd	U-Th-Pb EPMA	$Mz = 333 \pm 6 \text{ Ma.}$	
Faure <i>et al.</i> , 2010		SIMS	$Zr = 299 \pm 8 \text{ Ma.}$	
Poujol <i>et al.</i> , 2017	(ES 7)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	$Mz = 318 \pm 1.4 \text{ Ma.}$ $Mz = 318.8 \pm 1.5 \text{ Ma.}$ $Mz = 319.1 \pm 2 \text{ Ma.}$ $Mz = 293.5 \pm 1.7 \text{ Ma.}$ $Mz = 296.5 \pm 2.8 \text{ Ma.}$	Mise en place Circulations hydrothermales
		$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$Mu = 298.2 \pm 0.8 \text{ Ma.}$	

TABLEAU II - Suite

FILONS				
Franke <i>et al.</i> , 2011	Dyke méta-aplite (H 6)	U–Pb TIMS	<u>Zr = 309 ± 3 Ma.</u> <u>Mz = 313 ± 1 Ma.</u>	Gorges d'Héric
	Dyke de pegmatite post-tectonique (H 2)	K/Ar	<u>Mu = 292,0 ± 4,4 Ma.</u>	
	Dyke microgranite (H 3)		<u>Mu = 294,3 ± 6 Ma.</u>	Gorges d'Héric (Gouffre du Cerisier)
	Pegmatite à tourmaline (H 1)		<u>Mu = 293,3 ± 3 Ma.</u>	Gorges d'Héric
	Pegmatite (BR 4)		<u>Mu = 297,2 ± 5,3 Ma.</u>	
	Pegmatite (BR 19)		<u>Mu = 295,2 ± 3,8 Ma.</u>	Gorges de Colombières
	Pegmatite cisailée vers l'E dans schistes X 3-5 (BR 20)		<u>Mu = 293,9 ± 6,8 Ma.</u>	NE de Rosis

Mu = 298.2 ± 0.8 Ma. : datation reportée sur la frise chronologique 1.

Mu : muscovite ; **Mz** : monazite ; **Zr** : zircon ; **Xe** : xénotime. [Bi : biotite ; Cd : cordièrite ; Gr : grenat].

TABLEAU 3 : Datations des orthogneiss du Somail-Nore (faciès Héric et Larn + orthogneiss de St Eutrope).

T A B L E A U III : Datations des orthogneiss du Somail-Nore (faciès Héric et Larn + St Eutrope).				
AUTEURS	LITHOLOGIE	METHODE	AGE	OBSERVATIONS
GROUPE DU SOMAIL-NORE [Orthogneiss d'Héric / Larn]				
Maluski <i>et al.</i> 1991	OG – O et L cisailé vers l'E (CA2)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	<u>Bi = 316 ± 4 Ma.</u> <u>Mu = 300 ± 3 Ma.</u>	Caroux
	OGneiss rubanés (TR 6)		<u>Bi = 311 ± 4 Ma.</u> <u>Mu = 309 ± 2.9 Ma.</u>	Caroux Flanc sud
	Gneiss rubanés (TR 8)		<u>Bi = 308 ± 2.9 Ma.</u>	Caroux Flanc sud
	OG mylonitiques (ZC vers NE) (OS 11)		<u>Mu = 297 ± 2.8 Ma.</u>	NE zone axiale
Roger <i>et al.</i> , 2004	Orthogneiss ocellés (MN 7)	U-Th-Pb ID-TIMS	<u>Zr = 450 ± 6 Ma.</u>	Protolithe ordovicien Gorges d'Héric
	Orthogneiss ocellés (MN 15)		<u>Zr = 456 ± 3 Ma.</u> <u>Zr = 454 ± 1 Ma.</u>	Protolithe ordovicien Pont de Larn
Cocherie <i>et al.</i> 2005	Orthogneiss ocellés (SOM 1)	U-Pb SHRIMP	<u>Zr = 471 ± 4 Ma.</u>	Protolithe ordovicien Col de Cabaretou
Blatt <i>et al.</i> , 2005 <i>in</i> Franke <i>et al.</i> , 2011	Orthogneiss	U-Pb TIMS	<u>Zr = 456 ± 2 Ma.</u>	Protolithe ordovicien
Franke <i>et al.</i> , 2011	Orthogneiss (H 6b)	K-Ar	<u>Zr = 416 ± 4/-6 Ma.</u>	Protolithe ordovicien Gorges d'Héric
	Orthogneiss migmatitique (Do 209)		<u>Mu = 294,3 ± 5,8 Ma.</u>	La Salvetat/Agout
Roger <i>et al.</i> , 2015	Orthogneiss ocellés (MN 7)	U-Th-Pb ID-TIMS	<u>Zr = 449.5 ± 7.9 Ma.</u> <u>Mz = 308 ± 3 Ma.</u>	Protolithe ordovicien Gorges d'Héric
Trap <i>et al.</i> , 2017	Orthogneiss ocellés (MN 14-18)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Zr = 472.1 ± 2.8 Ma.</u> <u>Mz = 470.4 ± 4.7 Ma.</u>	Albine Protolithe ordovicien
Roger <i>et al.</i> , 2020	Orthogneiss ocellés (MN 14-03)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Mz = 314.1 ± 1.3 Ma.</u>	Gouffre du Cerisier
	Orthogneiss ocellés MN 5	U-Th-Pb TIMS	<u>Mz = 304.5 ± 1 Ma.</u>	La Planésié
GROUPE DU SOMAIL-NORE [Orthogneiss de St Eutrope]				
Pitra <i>et al.</i> , 2012	OG St Eutrope (C/S) (ES 2)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Mz = 294.4 ± 4 Ma.</u> <u>Zr = 455.2 ± 2.2 Ma.</u>	Protolithe ordovicien
Roger <i>et al.</i> , 2020	OG St Eutrope (MN 27)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Mz = 314.4 ± 1.6 Ma.</u>	

Mu = 297 ± 2.8 Ma. : datation reportée sur la frise chronologique 2.

Bi : biotite ; **Mu** : muscovite ; **Mz** : monazite ; **Zr** : zircon.

TABLEAU 4 : Datations des gneiss fins plagioclasiques.

T A B L E A U IV : Datations des gneiss fins plagioclasiques.				
AUTEURS	LITHOLOGIE	METHODE	AGE	OBSERVATIONS
GNEISS FINS PLAGIOCLASIQUES				
Trap <i>et al.</i>, 2017	FGG (MN 14-03)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Mz = 305.7 ± 3.9 Ma.</u>	La Fage Déformation D3
Roger <i>et al.</i>, 2020	FGG (MN 11-27)	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Mz = 294.6 ± 1.6 Ma.</u> <u>Cortex et cœurs</u>	Roc du Peyris
	FGG (MN 11-121)		<u>Mz = 294.9 ± 2.9 Ma.</u> <u>Cortex et cœurs</u>	Gouffre du Cerisier
	FGG migmatitiques (MN 11-47 B)		<u>Mz = 450.6 ± 5.6 Ma. *</u> <u>Mz = 301 ± 4 Ma. *</u>	Protolithe ordovicien Gouffre du Cerisier
	FGG (MN 11-117)		<u>Mz = 445.8 ± 3.8 Ma.</u> <u>Cortex et cœurs</u>	Protolithe ordovicien Gouffre du Cerisier
	FGG (MN 11-118)		<u>Mz = 441.0 ± 2.5 Ma.</u> <u>Cortex et cœurs</u>	Protolithe ordovicien Gouffre du Cerisier
	FGG (MN 11-119 A)		<u>Mz = 297.3 ± 1.6 Ma. *</u> <u>Mz = 316.9 ± 5.5 Ma. *</u>	Gouffre du Cerisier
	FGG (MN 11-57)		<u>Mz = 290.6 ± 2.4 Ma.</u> <u>Cortex et cœurs</u>	Roc du Caroux
	FGG (MN 11-59)		<u>Mz = 294.3 ± 2.2 Ma.</u> <u>Cortex et cœurs</u>	Héric
	FGG (MN 4)	U-Th-Pb TIMS	<u>Mz = 301 ± 7 Ma.</u>	Candoubre
	U-Th-Pb LA-ICP-MS	<u>Zr = 290 ± 9 Ma.</u> <u>(cortex)</u> <u>[cœurs hérités</u> <u>magmatiques]</u>	Candoubre Non magmatique (métamorphique, recristallisé ou hydrothermal)	

Mz = 301 ± 7 Ma. : datation reportée sur la frise chronologique 2.

Mz : monazite ; **Zr** : zircon.

Datation in situ : Mz = 316.9 ± 5.5 Ma.*

TABLEAU 5 : Datations des éclogites.

T A B L E A U V : Datations des éclogites.				
AUTEURS	LITHOLOGIE	METHODE	AGE	OBSERVATIONS
ECLOGITES				
Gebauer <i>et al.</i> , 1988 in Franke <i>et al.</i> , 2011		U/Pb	<u>Zr = ca. 440 Ma.</u>	Cristallisation du protolithe ultramafique ?
Faure <i>et al.</i> , 2014	Peyrambert - Terme de Fourcaric E 02	U-Pb SHRIMP	<u>Zr = 314 ± 2.5 Ma.</u>	Circulation de fluides hydrothermaux ou ré-homogénéisation isotopique au cours de M2 (HT/BP)
		U-Pb SIMS	<u>Zr = 311 ± 2 Ma.</u> <u>Ru = 308 ± 4 Ma.</u>	
		Sm/Nd	<u>Gr = 357.5 ± 8.6 Ma.</u>	Métamorphisme M1 ? (HP/BT)
Whitney <i>et al.</i> , 2015 Teyssier <i>et al.</i> , 2015	Terme de Fourcaric MN 13-11A (Gr-Omp-Ru)	U-Pb LA-ICP-MS	<u>Zr = 315.2 ± 1.6 Ma.</u> <u>Zr = 359.5 ± 4.7 Ma.</u>	Éclogitisation HP Cœur : Protolithe ou mét. pré-éclogitique
Lotout, 2017 Pitra <i>et al.</i> , 2021	Peyrambert - Terme de Fourcaric EP 1 (Éclogite fraîche) (Gr-Omp- Amph-Ru-Dist) (adjacente à la migmatite EP 5)	U-Pb LA-ICP-MS	<u>Zr = 361.5 ± 6.3 Ma.</u> <u>Zr = 366 ± 5 Ma.</u> <u>Zr = 339.6 ± 3.2 Ma.</u> <u>Zr = 315.4 ± 1.2 Ma.</u>	Métamorphisme HP ≥ 360 Ma.
	Peyrambert - Terme de Fourcaric MN 12-03 (Éclogite rétro-morphosée) (Gr-Hb-Bi)		<u>Mz = 311.4 ± 1.2 Ma.</u> <u>Zr = 309.4 ± 1.6 Ma.</u> <u>Zr = 314.2 ± 1.1 Ma.</u>	Métamorphisme BP/HT + circulation de fluides Protolithe océanique
Whitney <i>et al.</i> , 2020	Terme de Fourcaric MN 13-11	U-Pb SHRIMP	<u>Zr = 310.0 ± 1.9 Ma.</u>	Métam HP
	Cabardès MN 16-05B		<u>Zr = 310.7 ± 5.5 Ma.</u> <u>Zr = 446.1 ± 3.5 Ma.</u>	Métam HP age protolithe mafique
Hamelin <i>et al.</i> , 2022	Terme de Fourcaric MN 13-11	U-Pb LASS-ICP-MS	<u>Zr = 313 ± 1.9 Ma.</u> (cortex) <u>Zr : 434-400 Ma.</u> (cœur) <u>Ru = 304.2 ± 5.7 Ma.</u>	Varisque Protolithe mafique d'origine crustale
	Le Jounié [rétromorphosée] MN 13-08		<u>Zr = 320.2 ± 2.8 Ma.</u> (cortex) <u>Zr : 495-412 Ma.</u> (cœur) <u>Ru = 307.3 ± 4.5 Ma.</u>	
	Cabardès MN 16-04		[Zr = 304 ± 9 Ma.] (cortex)	
	Cabardès [rétromorphosée] MN 16-05B		<u>Zr = 442.5 ± 3.4 Ma.</u> (cœur)	
	Cabardès [rétromorphosée] MN 16-05B		<u>Ru = 307.4 ± 2.9 Ma.</u>	Varisque

Ru = 307.4 ± 2.9 Ma. : datation reportée sur la frise chronologique 2.

Mz : monazite ; **Zr** : zircon ; **Gr** : grenat ; **Ru** : rutile [Omp : omphacite ; Amp : amphibole ; Hb : hornblende ; Dist : disthène]

TABLEAU 6 : Thermo-barométrie de la zone axiale.

TABLEAU VI : Thermo-barométrie de la zone axiale.			
AUTEURS	P	T	OBSERVATIONS
MIGMATITES - MICASCHISTES			
Ourzik <i>et al.</i>, 1991	0.5 GPa	700 °C	Migmatites du Laouzas
	0.3 GPa	630 °C	
Rabin <i>et al.</i>, 2012	0.75 ± 0.1 GPa ► 0.4 ± 0.1 GPa	700 ± 50 °C ► 680 ± 50 °C	Partie migmatitique du dôme oriental
Freville <i>et al.</i>, 2013	0.45 GPa	570 °C	Cortex méta-sédimentaire
Rabin <i>et al.</i>, 2015	0.37 ± 0.05 GPa	660 ± 15 °C	Métatexites (MN 6)
	0.67 ± 0.05 GPa ► 0.37 ± 0.05 GPa	710 ± 20 °C ► 670 ± 20 °C	Métatexites (MN 12)
	0.62 ± 0.07 GPa ► 0.44 ± 0.05 GPa	725 ± 20 °C ► 665 ± 25 °C	Métatexites (MN 13-B2) Mz = 307.6 ± 1.8 Ma.
	0.65 ± 0.05 GPa	630 ± 20 °C	Micaschistes à Gr + St (MN 22) Mz = 309.0 ± 3.1 Ma.
Fréville <i>et al.</i>, 2016	0.43 ± 0.1 GPa	705 ± 45 °C	Gneiss migmatitiques (MN C-04) [Espinouse] Mz = 307.7 ± 2.5 Ma.
	0.78 ± 0.1 GPa ► 0.33 ± 0.07 GPa	723 ± 5 °C ► 695 ± 33 °C	Gneiss migmatitiques (MN C-17) [Espinouse]
	0.8 ± 0.07 GPa	738 ± 12 °C	Gneiss migmatitiques (MN 11-47) [Caroux]
Lotout, 2017 Pitra <i>et al.</i>, 2021	ca. 0.6 GPa	730°C	Migmatite (EP 5) [Terme de Fourcaric] (adjacente à l'éclogite EP 1) Zr = 315.3 ± 2.2 Ma.
ECLOGITES ± RETROMORPHOSEES			
Demange & Léger, 1980	0.98 ± 0.25 GPa	730 ± 70 °C	Eclogites le Cabardès
Demange, 1985	0.9 ± 0.2 GPa	750 ± 50 °C	Eclogites le Cabardès & le Jounié
Franke <i>et al.</i>, 2011	≥ 1.4 GPa	≥ 650 °C	Données Demange 1985 recalculées
Whitney <i>et al.</i>, 2015 Teyssier <i>et al.</i>, 2015	1.4 GPa	725 °C	Eclogites Terme de Fourcaric (MN 13-11A) Zr = 315.2 ± 1.6 Ma.
Lotout, 2017 Pitra <i>et al.</i>, 2021	ca. 0.95 GPa ► ca. 2.1 GPa	700°C ► 750°C	Eclogites Terme de Fourcaric (EP 1) (adjacente à la migmatite EP 5) Zr = 366 ± 5 Ma

Mz : monazite ; Zr : zircon. [St : staurotide ; Gr : grenat].