

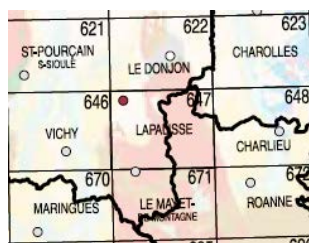


CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
AU 1/50 000

SAINT-PAUL-DE- FENOUILLET

SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET est
recouverte par la coupure QUILLAN
(254) de la Carte géologique de la
France à 1/80 000



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET
À 1/50 000**

par

**B. MONOD, E. LE GOFF, E. EGAL,
D. LEBLANC, M. CALVET, P. FLEURY,
A.-M. MOIGNE, D. LAHONDERE,
T. BAUDIN**

avec la collaboration de
C. Durand et A. Genna

2022

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence bibliographique à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *Pour la carte* : D. Leblanc, M. Fonteilles, D. Lahondere, E. Egal, C. Durand, M. Calvet, A. Genna, E. Le Goff, B. Monod, T. Baudin (2022) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Paul-de-Fenouillet (1089). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Monod, E. Le Goff, E. Egal, D. Leblanc, M. Calvet, P. Fleury, A.-M. Moigne, D. Lahondère, T. Baudin (2022).

– *Pour la notice* : B. Monod, E. Le Goff, E. Egal, D. Leblanc, M. Calvet, P. Fleury, A.-M. Moigne, D. Lahondere, T. Baudin. avec la collaboration de C. Durand et A. Genna (2022) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Paul-de-Fenouillet (1089). Orléans : BRGM, 183 p. Carte géologique par D. Leblanc, M. Fonteilles, D. Lahondère, E. Egal, M. Calvet, A. Genna, E. Le Goff, B. Monod, T. Baudin (2022).

© Brgm, 2022. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-2089-7

SOMMAIRE

INTRODUCTION	8
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE</i>	8
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	12
<i>NÉOPROTEROZOÏQUE TERMINAL ET PALÉOZOÏQUE (CYCLE VARISQUE)</i>	12
Zone Nord-Pyrénéenne : massifs hercyniens de l'Agly et de Salvezines	12
Zone axiale pyrénéenne	29
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	48
Attributions stratigraphiques des formations (D. LEBLANC)	49
Formations sédimentaires	49
Formations métamorphiques	57
Formations magmatiques	61
Veines et filons	62
<i>CENOZOÏQUE</i>	62
Paléogène	62
Néogène	63
<i>QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	65
Formations glaciaires et proglaciaires	65
Formations de versants	67
Formations fluviales, terrasses	68
Formations palustres organiques (tourbes)	69
Dépôts anthropiques	69
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	70
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	70
Plutonisme hercynien	70
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	78
Métasomatisme : les albitites	78
Exhumation du manteau : les lherzolites	80
STRUCTURES ET MÉTAMORPHISME (ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE)	86
<i>LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX</i>	86

Le découpage par les grandes failles régionales E-W (à NW-SE)	86
Relations des massifs hercyniens de l'Agly et de Salvezines avec la couverture mésozoïque	90
<i>STRUCTURES ET MÉTAMORPHISMES HERCINIENS</i>	96
Structures et métamorphismes hercyniens dans la zone nord-pyrénéenne	96
Structures et métamorphismes dans la zone axiale	102
<i>STRUCTURES ET MÉTAMORPHISMES ALPINS</i>	111
Déformation de la couverture mésozoïque nord- pyrénéenne	111
Le métamorphisme alpin de la Zone interne métamorphique	116
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	117
<i>LES PREMIERS TÉMOINS DE L'HISTOIRE</i>	118
<i>LE CYCLE VARISQUE</i>	120
De l'Édiacarien à l'Ordovicien inférieur : les évènements pré-sardes	120
De l'Ordovicien supérieur au Carbonifère inférieur	123
Carbonifère supérieur : les faciès Culm, premières manifestations de l'orogénèse varisque	124
L'orogénèse varisque	124
Du Carbonifère supérieur au Trias inférieur : le démantèlement de la chaîne	127
<i>LE CYCLE ALPIN</i>	128
<i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</i>	133
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	137
<i>LES SOLS, OCCUPATION DE L'ESPACE ET USAGES</i>	137
Unités du paysage	137
Climat et végétation	138
<i>RISQUES NATURELS</i>	138
Sismicité historique	138
Autres aléas	139
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	140
Eaux souterraines	140
Eaux minérales	142
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	142
Les matériaux de carrières	142
Gîtes et indices Métalliques	144

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	145
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	145
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	148
BIBLIOGRAPHIE	152
AUTEURS	183

LISTES DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée et coupe partielle du massif de l'Agly d'après B. Tournaire Guille <i>et al.</i> (2019).	14
Fig. 2 - Évolution schématique des intrusions plutoniques dans les séries gneissiques du massif de l'Agly, d'après B. Tournaire Guille <i>et al.</i> (2019).	17
Fig. 3 - Colonne stratigraphique synthétique de la série du pic d'Ourtiset, d'après D. Raymond et M. Weyant (1982), publiée dans la synthèse des Pyrénées volume 1 (Barnolas et Chiron, 1996).	34
Fig. 4 - Coupes schématiques interprétatives à travers la croûte inférieure et supérieure du massif de l'Agly au cours du Carbonifère supérieur (Olivier <i>et al.</i> , 2008).	73
Fig. 5 - Modèle schématique de mise en place des plutons de Mérens, de Quérigut et de Millas en régime transpressif dextre (Denèle <i>et al.</i> 2008).	78
Fig. 6 - Modèle de mise en place des lherzolites et des granulites à l'Étang de Lherz dans la zone nord-pyrénéenne d'après Vielzeuf et Kornprobst (1984).	83
Fig. 7 - Modèle d'architecture cénomanienne des bassins crétacés moyens de la paléomarge Ibérie—Europe dans la partie orientale du domaine pyrénéen et exhumation associée des sédiments mésozoïques pré-rift métamorphisés (modifié d'après Clerc <i>et al.</i> , 2016).	85
Fig. 8 - Localisation de l'emprise de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet dans le contexte structural général des Pyrénées.	87
Fig. 9 - Modèle conceptuel de l'exhumation du massif de l'Agly à la fin du Crétacé (modifié d'après Vauchez <i>et al.</i> , 2013).	91
Fig. 10 - Coupe schématique synthétique du massif de Salvezines, modifiée d'après Demange et Pascal (1979).	92
Fig. 11 - Coupe structurale du Pech de Carabatets dans le massif de Salvezines montrant l'important plissement de la couverture mésozoïque sur le socle, modifié d'après Choukroune et Meurisse (1970).	93

- Fig. 12 - Coupe structurale de la couverture mésozoïque plissée du massif de Salvezines permettant d'expliquer les grandes surfaces d'affleurement des terrains néocomiens à l'ouest du massif, dans la forêt domaniale d'en Malo – bac Estable, d'après J.-P. Wallez (1974). **95**
- Fig. 13 - Schémas de l'évolution crustale de la zone axiale des Pyrénées à la fin de l'orogénèse hercynienne, avec une déformation D2 (a) et une déformation D3 (b), d'après B. Cochelin (2016). **104**
- Fig. 14 - Carte synthétique des données structurales (foliations, linéations, critères cinématiques) dans le complexe plutonique de Quérigut et de son encaissant, d'après J.-B. Auréjac *et al.* (2004). CHP : Chevauchement hercynien précoce; DCF : Décrochement du col des Fillols. **108**
- Fig. 15 - Trajectoire de foliation magmatique dans le complexe granitique de Millas (Messaoudi, 1990). **110**
- Fig. 16 - Allure du plissement 2 affectant S1 (en haut) et résumé des successions des déformations (en bas) dans le synclinorium de Boucheville, d'après P. Choukroune (1976). **114**
- Fig. 17 - Proposition de paléoposition relative des différents domaines de la marge périgondwanienne au cours du Cambrien inférieur (Terreneuvien), d'après les analyses des zircons détritiques de l'intervalle 1,2 – 0,9 Ga, d'après M. Padel *et al.* (2017). **119**
- Fig. 18 - Historique de l'évolution des découpages lithostratigraphiques des groupes de Canaveilles et Jujols d'après M. Padel (2016). **122**
- Fig. 19 - Nouvelle charte stratigraphique proposée pour la période Édiacarien – Ordovicien inférieur de l'Est des Pyrénées (sans échelle), d'après M. Padel (2016). **123**
- Fig. 20 - Schéma tectonique de la chaîne varisque ouest-européenne et des trois sutures séparant les blocs continentaux (Faure, 2020). **125**
- Fig. 21 - Carte structurale schématique de la chaîne varisque ouest-européenne d'après B. Cochelin (2016). L'Ibérie, la Corse et la Sardaigne sont ici dans leur position actuelle. AM : Massif Armoricaïn, BM : Massif de Bohème, FMC : Massif Central français, IM : Massif Ibérique. **126**
- Fig. 22 - Synthèse des scénarios du déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe au cours du Mésozoïque supérieur, montrant la position de la plaque ibérique durant l'anomalie M0 à ~118 Ma (colonne de gauche) et au début de la convergence durant l'anomalie 33o à 80 Ma (colonne de droite), d'après M. Ducoux (2017). **131**

Fig. 23 - Transect schématique du Madrès au Roussillon, dans un secteur où les données Traces de fission (AFT), âges hélium (A He) dans l'apatite et fissures fossilifères à petits mammifères se recoupent (extrait de Gunnell *et al.*, 2009). S : surface culminante ; P : Surface inférieure ; cercle plein : données AFT et AHe ; cercle vide : données AFT ; carrés vides : données AFT Yelland (1991) ; étoiles : sites fossilifères (MF- Mas de la Font, SC-Ste Catherine, LF-Lo Fournas, auxquels il faut rajouter les sites de Cases de Pène, Estagel, Tautavel).

135

LISTES DES TABLEAUX

Tableau 1 - Liste des indices et gîtes métalliques sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet (BRGM, Minéralinfo).

144

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE – GÉOMORPHOLOGIE

La coupure à 1/50 000 Saint-Paul-de-Fenouillet est à cheval sur les départements des Pyrénées-Orientales (66) à l'Est, de l'Aude (11) à l'Ouest, et comprend une petite zone située en Ariège (09) dans le coin Sud-Ouest. Formant les contreforts du versant nord de la chaîne pyrénéenne, la coupure montre un relief montagneux assez marqué qui s'élève globalement du Nord vers le Sud et de l'Est vers l'Ouest. À proximité de la limite septentrionale de la carte, au Nord d'un axe Axat – Saint-Paul-de-Fenouillet, les sommets dépassent rarement 1 000 m d'altitude. Plus au Sud, ils atteignent 1 000 à 1 500 m (par exemple Pic d'Estable à 1 495 m ou Sarra Naout à 1 310 m), sauf dans la zone orientale de la carte (sommets à 500-700 m), puis s'élèvent au-delà vers le SW (Pic Dourmidou à 1 843 m) pour culminer à plus de 2 200 m (2 258 m) dans l'extrême SW. Le relief s'organise selon une orientation dominante E-W très marquée, en accord avec les structures et les grandes entités géologiques : formations sédimentaires mésozoïques et formations métamorphiques et magmatiques du Paléozoïque. Du Nord au Sud se succèdent ainsi :

- 1- Le synclinal des Fenouillèdes constitués en son cœur de marnes et sur ses bordures de barres calcaires à versants abrupts ;
- 2- Les massifs nord-pyrénéens de l'Agly et de Salvezines formant le substrat paléozoïque aux reliefs pénéplanés avec en alternance, collines, plateaux et ravins ;
- 3- Le synclinal mésozoïque de Boucheville et enfin ;
- 4- Les granites fini-paléozoïques et leur couverture sédimentaire présentant une succession de replats s'étageant de manière saccadée de 1 900 m à 650 m d'altitude d'Ouest en Est.

L'Aude, dans le NW du territoire de la carte, et l'Agly, en limite orientale constituent les principaux cours d'eau de la feuille. L'Aude s'écoule vers le Nord, l'Agly vers le Sud-Est ; tous deux rejoignent ensuite la Méditerranée suivant une direction W-E. Ces deux « fleuves côtiers » collectent directement ou indirectement l'ensemble des petit cours d'eau de la carte, sauf dans sa partie sud et à l'Est du col de Jau où les ruisseaux et rivières vont plus au Sud, alimenter le Têt qui s'écoule également vers l'Est et la Méditerranée.

Le territoire de la carte est peu peuplé. Saint-Paul-de-Fenouillet, chef-lieu de canton en constitue logiquement la principale ville avec un peu moins de 2 000 habitants. Précisément, 1 812 habitants y étaient recensés en 2017 (données INSEE). Caudiès-de-Fenouillèdes avec 618 habitants représente la 2^{ème} commune la plus peuplée de la carte. Plusieurs villages de moins de 100 à 300 habitants sont répartis dans les différentes vallées.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, localisée au Sud du chevauchement frontal nord-pyrénéen (voir schéma structural), s'étend entre la Zone nord-pyrénéenne et la Zone axiale de la chaîne. Elle est traversée par la Faille nord-pyrénéenne qui sépare ces deux zones selon une direction WNW à ESE et constitue une structure majeure de la chaîne et de son histoire « alpine » au cours du Mésozoïque (ère secondaire) et du Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire).

Les terrains rapportés à la Zone nord-pyrénéenne occupent plus de la moitié du territoire de la carte. Ils sont constitués de roches sédimentaires mésozoïques plissées formant la couverture de deux massifs de socle paléozoïque, les massifs nord-pyrénéens de l'Agly et de Salvezines, structurés au cours du cycle varisque (hercynien) et affleurant au centre de la zone. La partie sud de la Zone nord-pyrénéenne est occupée par une bande de marbres mésozoïques dénommée « Zone interne métamorphique ». De grands plis et de grandes failles alpines de direction E-W et déversés vers le Nord affectent l'ensemble de la Zone nord-pyrénéenne.

Dans la Zone axiale, autrefois appelée « Haute chaîne primaire », les massifs granitiques hercyniens de Quérigut et de Millas, contemporains et de composition similaire, occupent la majeure partie de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet. Ils sont intrusifs dans des terrains sédimentaires paléozoïques déformés.

Les formations superficielles (ou régolithe) sont représentées par des formations alloctones dominantes (alluvions fluviales, dépôts glaciaires, brèches de pentes, éboulis) et des formations autochtones subordonnées (altérites).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Au Nord de la Faille nord-pyrénéenne, soit sur plus de la moitié septentrionale de la feuille, la cartographie a été réalisée par D. Leblanc, à partir de ses propres levés (1982-1989) pour les terrains mésozoïques et le socle du massif de Salvezines, et des levés de M. Fontailles pour le socle du Massif de l'Agly. Les contours proposés par cet auteur ont été complétés :

- 1- Par B. Monod à partir de ses observations (2020) et des levés de J.-P. Wallez (1974), J.-P. Bousquet (1975) et M. Meurisse (1973) pour le quart NW de la feuille, incluant la couverture mésozoïque du massif de Salvezines ;
- 2- Par D. Marquer à partir de levés réalisés au cours de camps de terrain de l'Université de Besançon, pour le Massif de l'Agly.

À l'Est, les contours sont cohérents avec ceux de la feuille Rivesaltes (coupure n° 1090, Fonteilles *et al.*, 1993), mais les « contenus » de contour (noms des formations) peuvent varier localement entre les cartes. Au Sud, la cartographie est cohérente avec celle de la feuille Prades (feuille n° 1095, Guitard *et al.*, 1992) sauf très localement. Au Nord, les dysharmonies sont un peu plus nettes avec la feuille de Quillan (n° 1077, Crochet *et al.*, 1989) mais ne sont pas très nombreuses ni très marquées. À l'Ouest, les contours sont cohérents avec ceux de la feuille Ax-les-Thermes (coupure n° 1088, maquette en préparation).

Les données structurales reportées sur la partie nord-pyrénéenne de la carte ont été fournies par D. Marquer pour le Massif de l'Agly et par A. Genna pour la couverture mésozoïque (essentiellement bassin de Boucheville).

Au Sud de la Faille nord-pyrénéenne, les levés des terrains granitiques et de leur encaissant paléozoïque ont été réalisés sur une période comprise entre 1997 à 2010 par E. Egal et D. Lahondère, et en 2006 par C. Durand dans le cadre d'une thèse de Doctorat. Les contours proposés sont cohérents avec ceux de la feuille Prades (coupure n° 1095, Guitard *et al.*, 1992).

Les formations superficielles néogènes et quaternaires ont été levées par les auteurs précités dans leurs secteurs respectifs et en complément par M. Calvet (notamment formations glaciaires) et E. Le Goff (altérites) sur l'ensemble de la feuille.

Le couvert forestier important d'une grande partie du territoire de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet rend les affleurements souvent peu visibles et d'accès relativement difficile sauf le long des routes et des nombreuses pistes forestières. Dans les parties les plus hautes du territoire de la carte (extrême SE, pic Dourmidou, Pic del Roussillou...), les crêtes bien dégagées et relativement faciles d'accès permettent l'observation de nombreux affleurements.

Par ailleurs, au moins dans la partie sud de la carte, les versants des vallées encaissées sont généralement recouverts de blocs éboulés ou glissés de grande taille (plurimétriques) qui masquent le substratum en place. Du fait de leur généralisation, ces zones de blocs déplacés n'ont pas été représentées sur la carte.

Précision de D. Leblanc (cartographie de la zone nord-pyrénéenne de la carte) : *« la représentation des contacts pose un délicat problème lorsqu'il s'agit de contacts tectonisés mais ne correspondant pas apparemment à des contacts anormaux importants. C'est le cas des contacts socle-couverture qui sont indiscutablement des décollements dans les massifs de l'Agly et de Salvezines ; c'est aussi le cas des contacts entre calcaires et marnes de part et d'autre du cœur marneux du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Lorsqu'ils sont visibles, ces contacts sont toujours tectonisés et donc anormaux. Ils ne paraissent cependant pas perturber de façon sensible les superpositions stratigraphiques même s'il est possible que des mouvements décrochants importants se soient produits le long de ces discontinuités lithologiques. Tous ces contacts "peu anormaux" ont été conventionnellement représentés comme normaux ».*

Dans cette notice, les descriptions des terrains mésozoïques nord-pyrénéens ont été fournies pour l'essentiel par D. Leblanc et complétées par B. Monod. Concernant les terrains hercyniens du massif de l'Agly, les descriptions ont été largement reprises de la notice de la feuille Rivesaltes (Berger *et al.*, 1993) et complétées (notamment pour leur interprétation génétique ou tectonique) des résultats issus des publications nombreuses sur ce massif. Les descriptions des formations du massif de Salvezines s'appuient sur celles proposées par M. Demange et M.-L. Pascal (1979). Pour la zone axiale, les descriptions ont été rédigées par les auteurs des levés des terrains concernés et complétées par B. Monod et E. Le Goff. M. Calvet a rédigé l'essentiel de ce qui concerne les formations superficielles.

Mise en chantier il y a 40 ans, la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet est l'une des dernières feuilles publiées sur le territoire métropolitain. De nombreux géologues ont participé à son élaboration, interrompue à de multiples reprises. La finalisation de la carte et de la notice, réalisée par B. Monod et E. Le Goff, a nécessité un important travail d'harmonisation des données préexistantes ainsi que d'intégration de connaissances issues de l'abondante littérature scientifique publiée depuis quarante ans, et particulièrement celles du récent « Chantier Pyrénées » du Programme Référentiel géologique de la France (RGF, <https://rgf.brgm.fr/>). La bibliographie scientifique nouvelle laisse évidemment apparaître plusieurs hypothèses et interprétations divergentes que les auteurs n'ont pas voulu trancher.

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

NÉOPROTEROZOÏQUE TERMINAL ET PALÉOZOÏQUE (CYCLE VARISQUE)

Zone Nord-Pyrénéenne : massifs hercyniens de l'Agly et de Salvezines

Les massifs hercyniens de l'Agly et de Salvezines, les plus orientaux des massifs nord-pyrénéens, sont constitués de terrains néoproterozoïques (?) à paléozoïques d'origine magmatique ou plutonique (orthogneiss, paragneiss, micaschistes, schistes) affectés à différents degrés par le métamorphisme. Ces deux massifs, à l'instar de tous les massifs nord-pyrénéens, apparaissent en dômes au cœur d'antiformes chevauchants de couverture mésozoïque (synclinal du Fenouillet au Nord, synclinal du Bas-Agly à l'Est et synclinorium de Boucheville au Sud). Ils sont limités, au Nord et au Sud, par des failles inverses à vergence nord, dont la faille majeure de Trilla-Bélesta (Fonteilles, 1970) qui marque la limite sud du massif de l'Agly en contact avec la Zone Interne Métamorphique. M. Fonteilles (1976), P. Olivier (2008) ou J. Vanardois (2020), décrivent dans ce massif, un métamorphisme prograde continu depuis le faciès des schistes verts, dans les formations sédimentaires les plus superficielles à l'Est, jusqu'au faciès des granulites pour les formations les plus profondes, le passage entre les deux coïncidant avec l'apparition de l'anatexie.

Les formations néoproterozoïques à paléozoïques du massif de l'Agly sont affectées au Carbonifère par un important plutonisme se mettant en place tant dans des niveaux superficiels (granodiorite de Saint-Arnac), que dans des parties plus profondes (granites de Cassagnes), et jusqu'au faciès des granulites pour la charnockite d'Ansignan (Fonteilles, 1970). Ces granitoïdes sont associés à des roches basiques en lentilles ou en filons.

À l'échelle régionale, le massif de l'Agly est subdivisé en trois unités superposées qui sont du haut vers le bas (**Fig. 1**) :

- la série de Caladroy-Força Real, également connue sous le nom de série du Col de la Bataille et de Força Real (Berger *et al.*, 1993). Plus étendue sur la feuille voisine de Rivesaltes, elle est représentée, sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, par la formation cambrienne des micaschistes de Saint-Martin, intrudée par un granite orthogneissifié sensiblement plus jeune (l'orthogneiss de Riverole d'âge supposé ordovicien, Berger *et al.*, 1993). Tous deux forment une bande étroite Est-Ouest au Sud de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les sédiments métamorphiques évoluent du faciès des schistes verts aux faciès des amphibolites (Fonteilles, 1976) et sont représentés par des métapélites et des métagraywackes. Un pluton granitique tardi-

carbonifère, le granite de Saint-Arnac (Olivier *et al.*, 2008), et des sills pegmatitiques recoupent l'ensemble ;

- la série de Bélesta comprend des paragneiss néoprotérozoïques partiellement migmatisés et des orthogneiss datés entre $541,8 \pm 3,7$ Ma et $539,8 \pm 3,7$ Ma (fin Ediacarien à début Cambrien) intrudés par des granitoïdes tardifs datés entre $298,1 \pm 3,0$ Ma et $306,9 \pm 2,7$ Ma (fin du Carbonifère à début du Permien) accompagnés de filons de pegmatites (Tournaire Guille *et al.*, 2019) ;
- la série de Caramany est composée de paragneiss, marbres, orthogneiss et de granitoïdes tardifs de composition variée, dont la charnockite d'Ansignan associée à des sills de norites. Les roches plutoniques ont été datés à $314 \pm +6/-7$ Ma par J.-P. Respaut et J.-B. Lancelot (1983) pour la charnockite d'Ansignan, 308 ± 1 Ma pour la diorite à la base du pluton de Saint-Arnac et 307 Ma pour la granodiorite constituant l'essentiel du pluton (Olivier *et al.*, 2004, 2008). Plus récemment, de nouvelles datations ont précisé ces âges (Tournaire Guille *et al.*, 2019) : les orthogneiss ont été datés à $528,5 \pm 4,7$ Ma (Cambrien inférieur), la charnockite à $306,9 \pm 2,5$ Ma (Carbonifère supérieur), le granite de Cassagnes à $308,1 \pm 3,4$ Ma.

Ces trois séries sont affectées, à la fin de l'orogénèse hercynienne, par une déformation intense associée à un métamorphisme de type haute température – basse pression succédant à l'emplacement des veines pegmatitiques (voir paragraphe « Structures et métamorphisme (Évolution tectono-métamorphique) »).

La carte de Saint-Paul-de-Fenouillet ne couvre que l'extrémité occidentale du massif de l'Agly qui montre du Sud au Nord : les séries de Bélesta, de Caramany, de Caladroy-Força Real et différents granitoïdes (**Fig. 1**).

D'extension plus réduite, et dans le prolongement occidental du massif de l'Agly, le massif de Salvezines est constitué de formations similaires, mais aux faciès plus tranchés. Les orthogneiss et granites sont directement surmontés par les terrains épimétamorphiques constituant la couverture dévono-carbonifère. Il faut noter que la bordure occidentale de la carte effleure le massif de Bessède-de-Sault, autre massif nord-pyrénéen bien développé sur la feuille voisine d'Ax-les-Thermes.

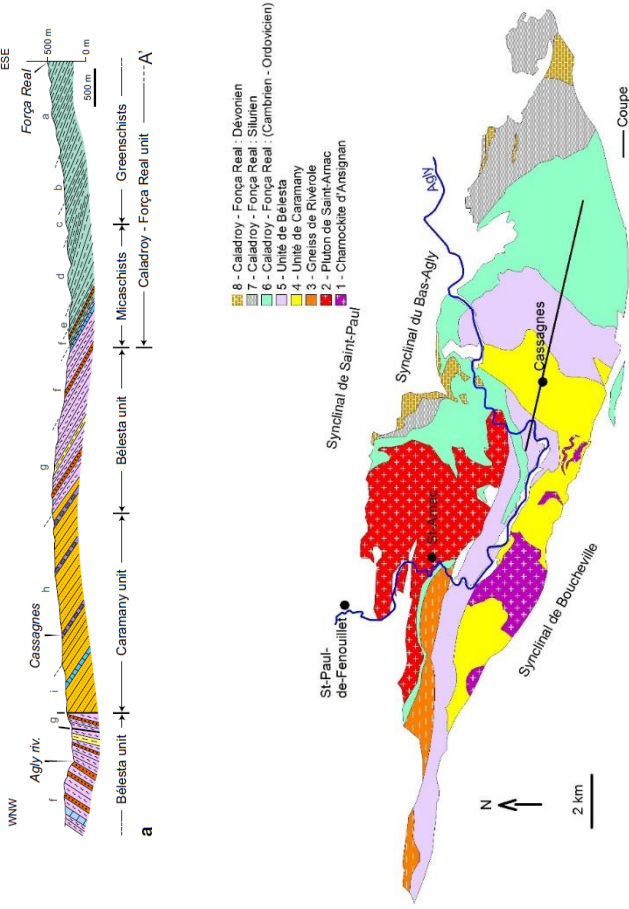


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée et coupe partielle du massif de l'Agly d'après B. Tournaire Guille *et al.* (2019).

En dehors de ces deux massifs principaux, une toute petite entité de socle probable est représentée (ζ) au Nord du village du Clat, au niveau du Pas del Corps.

Les descriptions de formations présentées ci-dessous sont largement reprises de la notice de la feuille Rivesaltes (Berger et al., 1993) à l'exception du mini massif du Pas del Corps.

Socle du Pas del Corps

ζ. **Quartzites, schistes et gneiss.** Ce petit massif de 500 m de long affleure près de la limite ouest de la feuille et au Nord du Clat, au niveau du Pas del Corps (lieu-dit indiqué sur le fond 1/25 000 de l'IGN). Considéré comme d'âge carbonifère sur la carte géologique au 1/80 000 de Quillan (Casteras *et al.*, 1967), il a ensuite été rapporté à l'Albo-Cénomanién (Bilotte *et al.*, 1970). Reprenant les travaux de M. Meurisse (1973) qui observe des débris de schistes et de gneiss dispersés dans les champs, ainsi qu'un rocher de quartzite d'une dizaine de mètres de long, D. Leblanc interprète ces roches comme une écaille du socle hercynien associée à une faille. Néanmoins, leur attribution stratigraphique est extrêmement incertaine.

Séries gneissiques migmatitiques de Caramany et de Bélesta (Néoprotérozoïque à Paléozoïque basal)

Les séries gneissiques du massif de l'Agly représentent les parties les plus profondes (et les plus anciennes) de l'édifice, où elles sont affectées par un métamorphisme hercynien de haut degré (granulite à amphibolite) et anatectique (migmatitique).

Deux séries gneissiques, autrefois rapportées à un socle cadomien (Guitard et Raguin, 1958, Fonteilles et Guitard, 1986), sont classiquement distinguées en termes d'unités lithotectoniques (Paquet et Mansy, 1991) : la série de Caramany, la plus profonde, et la série de Bélesta. Globalement ces séries sont essentiellement composées de roches quartzo-feldspathiques à biotite, de plus en plus riches en grenat vers la base. Elles affichent chacune un faciès (para)gneissique ± migmatitique dominant, chargé en intercalations lenticulaires en partie commune aux deux séries : des marbres et des faciès gneissiques particuliers (gneiss très clairs ou « gneiss blancs » de Cassagnes [*à différencier du granite du même nom rattaché à la charnockite d'Ansignan*], gneiss à silicates calciques, gneiss à silicates d'alumine). Selon M. Fonteilles (1976), le protolithe des paragneiss était un matériau argileux ou grauwackeux, avec intercalations de calcaires et de roches calciques. On trouve également de fins niveaux amphibolitiques dont le protolithe volcanique serait d'affinité tholéiitique (Fonteilles, 1981). Ces gneiss sont intrudés, au Carbonifère, par des granitoïdes (granite charnockitique d'Ansignan et granite de Cassagnes, décrits

plus loin). Les nombreuses intrusions plutoniques au sein des paragneiss permettent de définir une colonne lithostratigraphique pour chacune des deux séries (**Fig. 2**). Leur description détaillée est présentée dans la notice de la feuille Rivesaltes (Berger *et al.*, 1993) et par B. Tournaire Guille *et al.* (2019). Néanmoins, si les deux séries présentent des lithologies similaires, elles se distinguent l'une de l'autre par l'intensité du métamorphisme, de plus haut degré dans la série de Caramany. Sur la carte Rivesaltes, la limite entre les deux séries gneissiques, lorsqu'elle n'est pas tectonique, correspond à l'isograde métamorphique entre les zones à cummingtonite d'une part et à hypersthène et hornblende d'autre part.

Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, les séries gneissiques de Caramany et de Bélesta sont séparées par la faille de Fosse-Ansignan (Fonteilles, 1970).

ζC. Gneiss de Caramany : gneiss migmatitiques et gneiss gris quartzo-feldspathiques à grenat et cordiérite. Sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, ces paragneiss affleurent sur une zone à peu près circulaire autour du village de Felluns. Ils contiennent de nombreux niveaux lenticulaires de gneiss à silicates calciques (ζcal) et quelques niveaux de marbres (M). La formation des gneiss de Caramany, épaisse de 1 200–1 500 m, comprend essentiellement des paragneiss quartzo-feldspathique d'âge fini-protérozoïque intrudés par la charnockite d'Ansignan et le granite de Cassagnes (Berger *et al.*, 1993).

Les gneiss de Caramany constituent l'unité lithotectonique structurellement la plus profonde au sein de l'édifice hercynien du massif de l'Agly. Cette position se traduit par un métamorphisme granulitique parfois migmatitique (Fonteilles, 1970), allant jusqu'à l'anatexie dans la partie inférieure. Les néosomes granitiques se disposent le plus souvent en lentilles et poches, et non en lits continus. Riches en grenat, ils sont plus sombres que ceux des Gneiss de Bélesta. La partie supérieure des Gneiss de Caramany, souvent très peu anatectique, est représentée par des gneiss gris quartzo-feldspathiques assez sombres, proches des paléosomes à grain fin des Gneiss de Bélesta, mais le plus souvent riches en grenat, et recoupés par des veines irrégulières de caractère granitique. Selon B. Tournaire Guille *et al.* (2019), la paragenèse la plus commune comprend quartz, feldspath, grenat ± biotite. Dans les faciès pélitiques, l'assemblage comprend biotite + feldspath + quartz + grenat + cordiérite + sillimanite + ilménite ± spinelle. B. Tournaire Guille *et al.* (2019) présentent une colonne lithologique synthétique comprenant à la base plusieurs dizaines de mètres de paragneiss calco-silicatés, une dizaine de mètres d'un orthogneiss leucocrate à yeux de feldspath potassique et des gneiss quartzo-feldspathiques fortement déformés, voire mylonitiques, à Grt ± Bt ± Opx. Des niveaux riches en cordiérite sont fréquents sur la feuille Rivesaltes, mais ne sont pas cartographiés sur la carte Saint-Paul-de-Fenouillet.

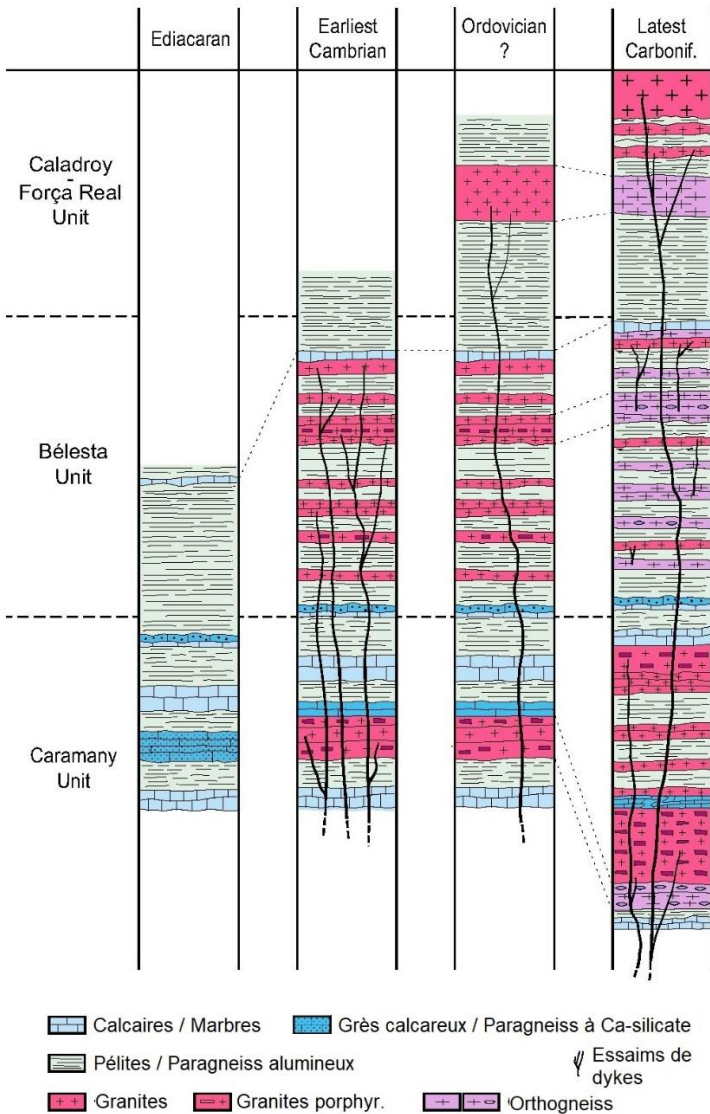


Fig. 2 - Évolution schématique des intrusions plutoniques dans les séries gneissiques du massif de l'Agly, d'après B. Tournaire Guille *et al.* (2019).

Les intercalations de **gneiss à silicates calciques** (ζ_{cal}) sont abondantes dans la série de Caramany, notamment à proximité du village de Felluns. Les niveaux de **marbres** (M) cartographiables sont moins fréquents.

Les niveaux de roches basiques cartographiés sur la feuille Rivesaltes au sein des gneiss de Caramany n'ont pas été individualisés sur la carte Saint-Paul-de-Fenouillet.

ζB. Gneiss quartzo-feldspathiques de Bélesta. Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, les gneiss de Bélesta forment une bande cartographique E-W étroite (~ 1 km de largeur) et allongée (sur environ 12 km), limitée pour l'essentiel par les failles de Trilla-Bélesta, au Sud, et de Rentadou, au Nord. Plus à l'Est, sur la feuille Rivesaltes, la prolongation cartographique de ces gneiss est rapportée à la formation de Caramany. La formation gneissique de Bélesta renferme de nombreuses intercalations cartographiées de marbres, gneiss et granites (*cf. infra*).

Les gneiss de Bélesta sont composés pour l'essentiel de paragneiss quartzo-feldspathiques d'âge fini-protérozoïque, d'environ 1 000 m d'épaisseur (Berger *et al.*, 1993). Ils se présentent en bancs réguliers tantôt plus sombres, tantôt plus clairs. Ils sont, dans leur ensemble, très laminés montrant localement de véritables zones mylonitiques. À l'échelle de la carte, les gneiss de Bélesta apparaissent massifs et homogènes alors que dans le détail, G.-M. Berger *et al.* (1993) décrivent des faciès quartzo-feldspathiques variés en bancs métriques à décimétriques. Cette hétérogénéité métrique à plurimétrique est confortée par des observations récentes (Tournaire Guille *et al.*, 2019) faites à proximité du barrage de Caramany (feuille Rivesaltes). Sur cette coupe sont reconnus trois grands types de faciès :

- 1- Des orthogneiss (70 % de la coupe) contenant des porphyroclastes centimétriques de feldspath potassique à mâcle de Carlsbad et constitués de feldspath potassique + plagioclase + quartz + biotite + muscovite et de rares grenat et sillimanite ;
- 2- De probables paragneiss (15 % de la coupe) comprenant outre le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase et la biotite, des minéraux alumineux (sillimanite, grenat, cordiérite) et enfin ;
- 3- Des granites à biotite ± muscovite (15 % de la coupe) avec une foliation magmatique marquée par l'alignement des biotites parallèlement à la foliation gneissique. Si les gneiss présentent une foliation pénétrative synmétamorphe, aucune déformation mylonitique tardive n'y est observée.

Selon ces auteurs, granites et orthogneiss ont une composition chimique proche de la limite entre les granites des types I et S granites ($A/CNK = 1,1$) et appartiennent à la lignée des granites calco-alcalins à subalcalins. Des datations U-Th-Pb sur zircons ont été réalisées sur plusieurs orthogneiss et granites de la coupe. Deux datations d'orthogneiss donnent des âges à $541,8 \pm 3,7$ Ma et

539,8 ± 3,7 Ma (fin Ediacarien à début Cambrien). Quelques zircons présentent une surcroissance donnant un âge vers 300 Ma (Carbonifère terminal). Les granites, quant à eux, présentent des âges Concordia à 298,1 ± 3,0 Ma et 306,9 ± 2,7 Ma (fin Carbonifère à début Permien). Par ailleurs, le cœur des zircons donne des âges concordia à 535,5 ± 6,6 Ma et 533,8 ± 7,2 Ma, similaires à ceux des orthogneiss voisins. On peut donc conclure qu'une part des gneiss de Bélesta sont en fait des intrusions granitiques d'âge carbonifère, se rapportant à l'intrusion d'Ansignan, qui n'ont pas été identifiées en tant que telles sur la carte.

Sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, de nombreuses intercalations d'orientation E-W de gneiss à sillimanite, cordiérite et grenats très abondants (kinzigites), et de quelques niveaux de marbres, déjà observés au sein des gneiss de Caramany, sont reportées au sein des Gneiss de Bélesta. Ces niveaux présentent des extensions plurihectométriques à suprakilométriques. En revanche les intercalations de gneiss calco-silicatés connus sur la feuille de Rivesaltes n'ont pas été identifiées. De même, les intercalations de roches basiques (amphibolites) n'ont pas été observées au sein des gneiss de Bélesta sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet (*cf.* notice, Berger *et al.*, 1993) : elles seraient présentes uniquement à la base de la série (100-200 premiers mètres). Les intrusions du granite de Cassagnes (γ C) sont nombreuses ; elles sont à rapporter à l'intrusion charnockitique d'Ansignan (*cf. infra*). S'ajoutent des intercalations d'albitites (Ab) crétacées qui semblent constituer un niveau quasi continu sur plusieurs kilomètres.

M. Marbres. Des niveaux lenticulaires peu épais de marbres sont intercalés dans les séries de Caramany, de Bélesta ou au sein des gneiss de Cassagnes eux-mêmes. Leur longueur cartographiée varie entre 200 m et 2,5 km (intercalations dans les gneiss de Cassagnes). Sur la feuille Rivesaltes, dans la partie structurellement la plus profonde (métamorphique) observable à l'affleurement, plusieurs bancs de marbre riches en olivine et spinelle, d'épaisseur plurimétrique, sont signalés et considérés comme dérivant de dolomies (Berger *et al.*, 1993). La minéralogie observée dans les gneiss de Caramany est la suivante : diopside + quartz + sphène + amphibole ± feldspath plagioclase ± wollastonite ± calcite ± grenat ± scapolite (Tournaire Guille *et al.*, 2019). Dans les gneiss de Bélesta, il s'agit de diopside + sphène ± scapolite ± anorthite ± quartz ± calcite ± phlogopite ± grossulaire secondaire ± clinzoïsite secondaire.

γBS. Gneiss blancs de Cassagnes. Les gneiss très clairs de Cassagnes sont représentés sur la carte Saint-Paul-de-Fenouillet par un petit panneau en bordure de faille au cœur des Gneiss de Caramany (lieu-dit : col d'Arque) et surtout par un corps allongé plurikilométrique à l'interface entre les séries de Caramany et de Bélesta. Sur la feuille Rivesaltes (Berger *et al.*, 1993), ils forment des niveaux de 50 à 100 m d'épaisseur. Ils n'ont pas été observés au sein de la Série de Bélesta. Il s'agit de gneiss très clairs presque entièrement constitués de quartz et de feldspath alcalin avec quelques petits grenats. Ils

peuvent présenter une très forte déformation accommodée par un étirement remarquable des cristaux de quartz. Ces gneiss contiennent eux-mêmes des niveaux de marbre dont un est cartographié sur une distance continue de plus de 2 km au NW de Felluns.

ζcal. Gneiss à silicates calciques. Ces gneiss n'ont pas été cartographiés dans la série des Gneiss de Bélesta, mais uniquement au sein des Gneiss de Caramany où ils sont particulièrement développés, notamment à l'Est et au SE de Felluns. Ils affleurent généralement sous forme de bancs réguliers peu boudinés et assez peu déformés. Ils sont parfois associés à de minces niveaux de para-amphibolites litées et de composition minéralogique très variable d'un lit à l'autre (Berger *et al.*, 1993). Ces gneiss contiennent respectivement dans les séries de Caramany et de Bélesta les assemblages suivants : diopside + quartz + sphène + amphibole ± feldspath plagioclase ± wollastonite ± calcite ± grenat ± scapolite et diopside + sphène ± scapolite ± anorthite ± quartz ± calcite ± phlogopite ± grossulaire secondaire ± clinozoïsite secondaire (Tournaire Guille, 2019).

ζal. Gneiss à sillimanite, cordiérite et grenats très abondants (= kinzigites). Ce faciès pétrographique apparaît au sein des gneiss de Bélesta sous forme de fines intercalations ou « bancs » qui n'ont été suivis et cartographiés que sur des distances limitées (hectométriques) au SW des Cabanes. Ces bancs forment des niveaux métriques à décamétriques très continus qui constituent des repères lithostratigraphiques typiques de la série (Berger *et al.*, 1993). Ils renferment la paragenèse suivante : biotite + sillimanite + cordiérite + grenat + plagioclase + feldspath potassique + quartz ± spinelle ± corindon (Tournaire Guille *et al.*, 2019).

ζSM. Formation des paragneiss de Saint-Martin : paragneiss et micaschistes (série schisto-gréseuse du col de la Bataille et de Força-Real) avec intercalations d'orthogneiss (Cambrien ?). Cette formation de micaschistes constitue, au Nord de l'orthogneiss de Riverole, une bande étroite qui sépare ce dernier du granite de St-Arnac intrusif dans les micaschistes. Plus à l'Est, sur la feuille Rivesaltes, elle s'étend sur une superficie assez vaste au Nord et à l'Est des séries gneissiques anté-paléozoïques : elle y constitue la série schisto-gréseuse du col de la Bataille et de Força-Real, formée d'alternances turbiditiques de grès grauwackeux et de schistes pélitiques métamorphisés. Un âge ordovicien inférieur-moyen a été attribué par comparaison avec d'autres séries pyrénéennes de la Zone Axiale rapportées à cette période ou système (Berger *et al.*, 1993). Cependant, l'âge de ces dernières est aujourd'hui mieux contraint si bien que par analogie la série du col de la Bataille et de Força-Real pourrait être rapportée au Cambrien (Padel *et al.*, 2018)

Dans le contact localement faillé de ces métasédiments avec les gneiss de Riverole, s'intercale localement un peu de calcaire dont il paraît bien incertain

de faire l'équivalent du marbre de base en raison de son aspect très différent et de l'absence de minéraux de métamorphisme.

D'après les observations faites sur le territoire de la feuille Rivesaltes, ces terrains se situent dans la zone de l'andalousite ou de la sillimanite du métamorphisme régional. Au voisinage du granite de Saint-Arnac, on observe un métamorphisme de contact qui se surimpose au métamorphisme régional avec le développement d'une seconde génération de petits porphyroblastes de cordiérite, de dimension d'~ 6 à 7 mm (Berger *et al.*, 1993).

Les paragneiss de Saint-Martin sont également observés sous forme d'enclaves ou septas, pour partie cartographiés, au sein du granite de St-Arnac. Ces septas, le plus souvent gréseux, renferment le plus souvent de la sillimanite, mais l'andalousite peut également y être très abondante (Berger *et al.*, 1993).

Des lentilles pegmatitiques (P) sont également présentes en abondance au sein des micaschistes.

Roches magmatiques du Paléozoïque inférieur

γζR. Orthogneiss de Riverole (Ordovicien ?). Cette formation affleure essentiellement sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet, au sein du massif de l'Agly, selon une bande principale E-W localisée entre la série gneissique de Bélesta, au Sud, et les terrains métasédimentaires ordoviciens (ζSM) au Nord. Le contact sud correspond à la faille de Rentadou (Fontailles, 1970), le contact nord n'étant qu'en partie faillé. Cette bande orthogneissique s'interrompt rapidement sur la feuille Rivesaltes, près de sa limite ouest. À l'Ouest, elle se prolonge par une petite bande secondaire au Sud du petit village de la Vilasse et réapparaît dans la partie orientale du massif de Salvezines, au contact du granite du même nom. La formation est recoupée par la route reliant les villages de St-Martin et Le Vivier.

Ces orthogneiss clairs saccharoïdes à petits yeux constituent un matériel très homogène typiquement orthodérivé, à quartz, microcline abondant, plagioclase (An 10-15), biotite ferrifère, muscovite, exceptionnellement grenat et très peu de sillimanite. Ce sont des roches foliées, finement ocellées, le diamètre des yeux de microcline, généralement inférieur au centimètre, pouvant atteindre exceptionnellement 2 cm. Dans le massif de Salvezines, des faciès rubanés sont décrits en alternance avec les faciès ocellés, des bancs de faciès variés sont également distingués (Demange et Pascal, 1979).

Les orthogneiss de Riverole sont anatectiques et s'approchent souvent d'un faciès granitique à structure un peu irrégulière. Leur protolithe n'est pas précisément déterminé mais leur composition, caractérisée par sa pauvreté en alumine (< 12 %) et son rapport Fe/Mg élevé ($Fe_2O_3t > 1,5 \%$; $MgO < 0,20$), est celle d'un granite très évolué ou d'une rhyolite.

Ces orthogneiss ne sont pas datés. L'une des principales raisons pour les rapporter au Paléozoïque, est la présence, sur le territoire de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, de masses basiques présentant la même affinité chimique que les amphibolites en boules localement associées aux marbres de base (tholéiites riches en titane d'après G.-M. Berger *et al.*, 1993). Un âge ordovicien est proposé du fait d'une probable continuité avec la série ordovicienne décrite ci-dessous. Cette interprétation est cohérente avec les âges ordoviciens attribués aux massifs orthogneissiques analogues de la Zone axiale (voir Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castineiras *et al.*, 2008).

Formations sédimentaires du Paléozoïque fossilifère

Sur la feuille de Saint Paul-de-Fenouillet, la pile stratigraphique des formations sédimentaires du Paléozoïque présente une lacune majeure entre les formations azoïques métamorphisées et les formations dévoniennes faiblement métamorphiques. Cette lacune est aussi très fréquente dans la zone axiale, où les séries métamorphiques inférieures, qualifiées d'« infrastructure », et intrudées par des granites de l'Ordovicien moyen, sont aujourd'hui attribuées à une période fini-édiacarien à ordovicien inférieur/moyen. Dans la zone axiale, B. Cochelin *et al.* (2017) attribue cette lacune de l'Ordovicien supérieur-Silurien à une tectonique en détachement impliquant la remontée de la croûte inférieure (infrastructure) sous forme de dômes métamorphiques et, de façon concomitante, de l'abaissement des sédiments de surface (suprastructure) sur les flancs des dômes. Le saut stratigraphique observé sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet pourrait s'expliquer par ce type de structure, à l'instar de tous les massifs nord-pyrénéens.

d3. Formation des Calcaires dévoniens de Salvezines : calcaires et calcschistes (Dévonien). Cette formation sédimentaire épimétamorphique du massif de Salvezines comprend, de haut en bas (Demange et Pascal, 1979) : des calcschistes, des calcaires massifs localement dolomités, des calcaires rubanés et des calcaires à concrétions siliceuses caractéristique du Dévonien moyen.

dSA. Formation des Calcaires en septas de Salvezines : calcaires, marbres, cipolins (Dévonien). De nombreuses enclaves ou septas de roches carbonatées dévoniennes sont cartographiées au sein du granite de Salvezines, au Sud et au SE de cette petite intrusion. Elles ont subi un métamorphisme thermique au contact de celle-ci. Ces septas n'apparaissent pas fortement déplacées et permettent de reconstituer une lithostratigraphie fantôme (Demange et Pascal, 1979).

h2. Formation du Culm de Salvezines : schistes, grès et poudingues (Carbonifère inférieur : Viséen). Cette formation détritique épimétamorphique surmonte les calcaires et calcschistes dévoniens dans le massif de Salvezines. Elle est constituée de schistes avec des niveaux de grés et

surtout de poudingues polygéniques (dont des galets de lydiennes datant du passage Dévonien - Carbonifère) organisés en séquences et montrant les caractères d'un flysch, attribué au Viséen (Demange et Pascal, 1979).

Formations plutoniques intrusives et filoniennes du Carbonifère supérieur

Dans la Zone nord-pyrénéenne, les formations intrusives du Carbonifère supérieur sont les plus profondes de tout l'édifice hercynien des Pyrénées. On distingue ainsi pour l'essentiel la charnockite d'Ansignan et ses enclaves, la diorite de Tournefort, le granite de Saint-Arnac, le granite de Cassagnes, le granite de Salvezines.

γ^4 A. Charnockite d'Ansignan : granite porphyroïde sombre à biotite et hypersthène (~ 307 Ma). Le massif principal du granite charnockitique d'Ansignan se situe à cheval sur les feuilles Rivesaltes et Saint-Paul-de-Fenouillet. Il constitue une lame lenticulaire intrusive de type laccolithe d'épaisseur plurihctométrique (~ 800 m d'après G.-M. Berger *et al.*, 1993). Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, le massif est limité au Sud et au Nord par deux failles qui le séparent respectivement des sédiments mésozoïques de la zone de Boucheville (Faille de Trilla-Bélesta) et des gneiss de Bélesta (faille de Fosse-Ansignan). À l'Ouest, le massif charnockitique est séparé des gneiss de Caramany par le faciès mixte γ_2 - γ_4 . Outre le massif principal d'Ansignan, le granite charnockitique est également représenté sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet par trois corps dont deux de dimensions très réduites et un plus développé, à l'Ouest de Felluns. Des niveaux basiques minces à peu épais ($\theta\eta 1$) sont largement présents au sein du massif principal de la charnockite et décrits séparément. Par ailleurs, au sein de la charnockite, des intercalations de « granite blanc » à grenat sont présentes et sont rapportées à la formation des gneiss blancs de Cassagnes (ζ Cas) par G.-M. Berger *et al.* (1993). D'après certains auteurs (Althoff *et al.*, 1994), ces intercalations semblent régulièrement alterner avec la charnockite sous forme d'un rubanement décimétrique à métrique.

La charnockite, d'origine magmatique, est un granitoïde à orthopyroxène (hypersthène). La description pétrographique détaillée qui suit est entièrement extraite de la notice de Rivesaltes (Berger *et al.*, 1993)

La charnockite type d'Ansignan est de couleur sombre présentant, sur les affleurements rafraîchis récemment, des feldspaths vert sombre ou jaune « cassonade », beaucoup de biotite et plus ou moins d'hypersthène et/ou de grenat. Au microscope, les caractéristiques sont les suivantes. Les phénocristaux d'orthose, dont la dimension peut atteindre 10 cm, sont le plus souvent remarquablement idiomorphes, avec des inclusions de biotites et de plagioclases souvent très bien orientés avec leur plan (010) parallèle à ceux du feldspath hôte. Le plagioclase, à tendance idiomorphe marquée, est une

andésine An35-40, très communément maclée Carlsbad et présentant généralement des tâches abondantes d'antiperthite du type rectangulaire. Le quartz est abondant, ainsi que la biotite. L'hypersthène tend le plus souvent à se présenter uniquement dans des nodules polycristallins de 2 à 3 cm de diamètre disséminés dans la roche ; ces nodules comportent généralement un seul cristal d'hypersthène complètement xénomorphe, squelettique, englobant quartz et plagioclases, mais sans biotite. Il existe également des cristaux d'hypersthène plus petits. L'hypersthène est souvent en contact direct avec l'orthose ; il peut même exceptionnellement englober des cristaux idiomorphes d'orthose. Le grenat peut se présenter également sous deux formes : éponges de grenat d'1-2 cm de diamètre ou grains dispersés. La biotite se développe assez souvent aux dépens de grenat ou d'hypersthène, en associations symplectiques avec le quartz.

La plus grande partie de la charnockite est cependant constituée d'une variété à hypersthène dépourvue de grenat. Le grenat caractérise des variétés de bordure développées sur une centaine de mètres ou plus, au toit et à la base de l'intrusion charnockitique. L'hypersthène peut être complètement absent en certains points, sur quelques dizaines de mètres au voisinage immédiat du contact.

Généralement, la charnockite est riche en quartz. Cependant, au voisinage de certains niveaux basiques, se développent des variétés dépourvues de quartz (syénodiorites charnockitiques). Dans ces variétés, le feldspath potassique ne se présente pas en phénocristaux. On rencontre également, en liaison avec les mêmes niveaux basiques, des variétés dépourvues de feldspath potassique mais présentant tous les autres caractères minéralogiques et texturaux des charnockites ordinaires (quartz-diorites charnockitiques). Plus rares, des quartz-diorites à biotite, englobés dans la charnockite, forment des masses ou niveaux toujours liés aux niveaux basiques. Dans ces mêmes roches basiques se développe parfois un réseau de filonnets constitués d'une zone claire quartzo-feldspathique ponctuée de grenats centimétriques.

Quelques poches pegmatitiques riches en très grosses biotites mais sans feldspath potassique sont décrites ainsi que des veines plus rares de pegmatites à tourmaline associées en texture graphique avec le quartz (route de Trilla sur la feuille Rivesaltes).

La charnockite d'Ansignan présente une fabrique et un rubanement magmatique soulignés par l'orientation et la répartition des phénocristaux de feldspaths mais n'est pas ou peu déformée ultérieurement à l'état solide (Paquet, 1985 ; Althoff *et al.*, 1994), sauf le long de cisaillements ductiles normaux.

La mise en place de la charnockite, rapportée de longue date à la période hercynienne à partir d'observations de terrain et d'une datation imprécise à

314 +5/-7 Ma (Respaut et Lancelot, 1983), a été redatée récemment à 307 ± 3 Ma (Tournaire Guille *et al.*, 2019).

0η1. Roches basiques associées à la charnockite d'Ansignan. De nombreuses masses de roches basiques, pour partie cartographiées, sont observables au sein de la charnockite d'Ansignan. Le principal corps, très continu, est constitué de norites massives très homogènes et se localise près de la bordure sud de l'intrusion, dans la partie inférieure de celle-ci. Il se prolonge sur la feuille de Rivesaltes pour former l'essentiel du plateau de Trilla sur une épaisseur d'environ 300 m. Ce niveau est interprété comme une masse basique intrusive liée au granite charnockitique (Berger *et al.*, 1993).

Dans la moitié supérieure de la Charnockite d'Ansignan, les niveaux basiques (des gabbrodiorites jusqu'aux quartzdiorites, Touil *et al.*, 1996) sont minces et discontinus. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres (au plus décamétrique), le grain est fin à plus grossier, leurs bords sont assez souvent biotitisés sur quelques centimètres. Ils passent parfois latéralement à des chapelets de petites enclaves allongées.

Les roches basiques (à intermédiaires) forment des essaims d'enclaves s'orientant conformément à la disposition du laccolithe. Les petites enclaves arrondies de la grosseur du poing, sombres et à grain fin, si courantes dans les granitoïdes des massifs supérieurs, sont exceptionnelles dans la charnockite d'Ansignan (Berger *et al.*, 1993). Il existe aussi quelques dykes subverticaux à grain très fin, recoupant la masse de roches basiques de Trilla (Touil *et al.*, 1996). D'après M. Touil *et al.* (1996), les enclaves contiennent toujours du plagioclase, de l'hypersthène et un peu de biotite, associés ou non au clinopyroxène (salite), en quantité variable mais le plus souvent faible dans les masses basiques, au clinopyroxène et à la hornblende dans les dykes, avec parfois du quartz voire du feldspath potassique. Les pyroxènes n'ont pas de zonation appréciable et leur composition indique un rééquilibrage subsolidus dans les conditions du faciès granulite de basse pression.

Ces roches montrent rarement des textures magmatiques préservées. Une petite enclave étudiée en lame mince s'est avérée très alumineuse et contenant de la sillimanite, du grenat et du spinelle (Berger *et al.*, 1993). La mise en place de ces masses basiques est antérieure à celle de la charnockite qui présente avec elles des contacts nettement intrusifs, bien visibles par exemple sur la route de Trilla (feuille Rivesaltes).

D'une manière générale, le matériel basique présent dans la charnockite d'Ansignan est à la fois très abondant et très diversifié (Touil *et al.*, 1996). Cette diversité, en grande partie primaire, préexiste à toute forme d'interaction chimique avec le granite encaissant et est liée à la nature originelle du matériel basique, à la complexité des sources ou des processus mantelliques. Ce matériel basique a une composition pratiquement identique à celle des enclaves et

lentilles basiques observées dans le granite de Saint-Arnac (Berger *et al.*, 1993). Néanmoins, une partie des enclaves, à caractère nettement tholéiitique, s'apparente fortement à certains niveaux basiques connus dans les gneiss du socle (Touil *et al.*, 1996).

γ^2 - γ^4 . Alternances de granodiorite porphyroïde sombre à biotite et grenat et de granites très clairs à grenat. Cette formation magmatique mixte est constituée d'alternances de granodiorites porphyroïdes sombres à biotite et grenat et de granites très clairs à grenat. Elle marque la transition entre la charnockite d'Ansignan et les gneiss anatectiques (de Caramany) qui l'encaissent.

γ^C . Granite porphyroïde sombre de Cassagnes. Sur feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, le granite de Cassagnes se présente au sein des gneiss de Bélesta en sills très concordants et souvent continus sur plusieurs hectomètres ou plus d'un kilomètre. Leur épaisseur est plurimétrique à hectométrique.

Le granite de Cassagnes est également connu sur la feuille de Rivesaltes où G.M. Berger *et al.* (1993) le décrivent ainsi.

Ce granite très homogène est grenu porphyroïde, à macrocristaux idiomorphes couramment de 5 cm de diamètre ou plus. Localement, des gradients de déformation transforment ce granite en gneiss ocellés ou amygdalaires. En dehors de ces zones, la roche ne présente qu'une faible orientation, apparemment fluidale. Le granite, sombre et porphyroïde, ressemble beaucoup à la charnockite d'Ansignan, mais il est dépourvu d'hypersthène. Par ailleurs, les feldspaths sont toujours blancs ou gris, comme dans les granites ordinaires. Les autres caractères sont très analogues à ceux de la charnockite, avec toutefois quelques différences de détail. On y observe les mêmes grands cristaux d'orthose avec inclusions orientées de plagioclases et de biotite, mais plus systématiquement automorphes que dans la charnockite et présentant très souvent, une disposition des inclusions en une ou deux zones concentriques idiomorphes. Le plagioclase, à tendance souvent automorphe, est identique à celui de la charnockite, avec même composition et taches rectangulaires d'antiperthite très communes, mais moins abondantes que dans la charnockite. La biotite et le quartz sont abondants. Le grenat est très fréquent dans les niveaux relativement profonds (base du faisceau des Moulins de Bélesta). L'andalousite rose se rencontre également, mais de manière beaucoup plus exceptionnelle.

La composition du granite de Cassagnes, comme celle de certaines lentilles de charnockite (dans le secteur au SE de Caramany), est plus variable que celle de la charnockite d'Ansignan. Il s'agit souvent d'une variété de granite plus leucocrate.

Des datations récentes d'un faciès granodioritique mylonitique « interstratifié » dans les gneiss de Caramany donne un âge à $308 \pm 3,4$ Ma (Tournaire Guille *et al.*, 2019).

$\theta\eta^2$ et $\theta\eta^2T$. Diorites ou gabbros associés au granite de St-Arnac et diorites ou gabbros orientés type Tournefort. Au sein du compartiment méridional du granite de St-Arnac, des diorites et gabbros ($\theta\eta^2$) forment une bande cartographique étroite de quelques décamètres (localement plus de 100 m) d'épaisseur apparente se suivant sur 4-5 km sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet et se prolongeant sur environ 1 km plus à l'Est sur la coupure Rivesaltes (Fontailles *et al.*, 1993). Une petite entité de taille réduite affleure également un peu plus au Nord, à cheval entre les deux cartes. On les observe également dans les orthogneiss de Riverole, au Sud de Taichac, où ils sont associés à de nombreux filons pegmatitiques orientés SW-NE. Cette association est également observée dans le secteur de Tournefort (carte de Rivesaltes) où les gabbros-diorites sont dénommés « Diorite de Tournefort ».

D'après M. Fontailles (1970), il s'agit de gabbros ou de diorites qui présentent une texture doléritique \pm grossière parfois porphyrique. Dans la notice de la feuille Rivesaltes, G.M. Berger *et al.* (1993) les décrivent comme des gabbros souvent cumulatifs et des diorites basiques pauvres en fer de la série calco-alcaline banal.

Ces faciès ont été datés à $308,3 \pm 1,2$ Ma (U-Pb sur zircons, Olivier *et al.*, 2008) sur la feuille de Rivesaltes.

$\rho\gamma^2$. Granite porphyroïde à biotite de St-Arnac. Bien représenté sur la feuille voisine de Rivesaltes, le pluton granitique de St-Arnac affleure à l'extrémité orientale de la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce granite, d'une surface d'environ 25 km², est intrusif dans les formations sédimentaires paléozoïques dans lesquelles il développe un métamorphisme de contact se surimposant au métamorphisme régional.

Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, il apparaît sous forme de deux entités cartographiques allongées selon une direction globalement E-W, se rejoignant plus à l'Est sur la feuille Rivesaltes. Ces deux bandes sont séparées et bordées à l'Ouest et au Nord par des terrains sédimentaires mésozoïques du Trias supérieur (Keuper et Rhétien) et du Lias (Hettangien-Sinémurien) qui reposent sur le granite. Le long de ce contact, un niveau de décollement a été localement observé. Au Sud, le granite est en contact intrusif avec une fine bande des paragneiss de Saint-Martin, d'âge ordovicien. Le pluton apparaît en position basculée puisque la bordure méridionale du granite est rapportée à la base du pluton alors que la limite nord est interprétée comme proche du toit (Olivier *et al.*, 2008).

Il s'agit majoritairement d'un granite à biotite « banal » (monzogranite), régulièrement porphyroïde sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet : il contient des mégacrists de feldspath potassique atteignant couramment 5 cm et présentant assez exceptionnellement une couronne de plagioclase (texture dite Rapakivi). Des faciès de granodiorite et de tonalite sont décrits près de la base du pluton (Olivier *et al.*, 2008).

Le compartiment méridional du granite contient un grand nombre de septas de micaschistes (ζSM) pour partie cartographiées, ainsi que de nombreuses veines pegmatitiques (P) de puissance plurimétrique. Les septas comme les pegmatites ont une orientation à peu près E-W. Des roches basiques gabbrodioritiques sont également cartographiées dans ce compartiment méridional du granite ; elles forment principalement une bande étroite continue au sein du granite. Elles sont également observées sous forme d'enclaves mésoscopiques, mais aucun essaim d'enclaves de dimension cartographique n'a été reporté.

Des datations U-Pb sur zircon effectuées sur un faciès granodioritique de la base du pluton datent sa mise en place à 303,6 +/- 4,7 Ma (Olivier *et al.*, 2008).

δ. Amphibolites. Ces amphibolites sont observées sous forme de deux enclaves d'extension cartographique près du Col del Mas, à l'ESE de la Vilasse, au sein d'une bande du granite de Salvezines et au niveau de la limite entre ce dernier et les Gneiss de Bélesta.

γ. Granite de Salvezines. La masse principale de ce granite est centrée autour du village de Salvezines. On distingue au sein de ce petit pluton (Demange et Pascal, 1979) : une granodiorite précoce riche en biotite (andésine, biotite, quartz, microcline) et un granite clair à deux micas et/ou à muscovite seule (microcline, quartz, oligoclase, muscovite ± biotite). Le granite clair est remarquablement homogène dans le tiers nord de l'intrusion. Vers le Sud, ces granitoïdes évoluent vers des faciès migmatitiques très hétérogènes ; ils renferment de nombreux enclaves et septas calcaires apparemment non déplacées qui permettent de reconstituer une lithostratigraphie fantôme. De petits corps granitiques sont également injectés dans les sédiments paléozoïques environnants (formations des Calcaires dévoniens de Salvezines et formation du Culm de Salvezines) et provoquent une auréole étroite de schistes tachetés au sein de ces derniers. De nombreux filons d'albitites (Ab), dont certains ont été exploités en carrière, traversent le granite à l'Ouest de Salvezines.

À l'Est de la Boulzane et le long de la faille bordière méridionale (*cf.* § « structures et métamorphisme (évolution tectono-métamorphique) »), plusieurs petites entités granitiques plus ou moins allongées sont rapportées au granite de Salvezines.

Le granite de Salvezines n'a pas été daté mais son âge est très vraisemblablement similaire à celui des granites voisins (~ 305 Ma, cf. granites de St-Arnac ou de Quérigut).

P. Pegmatites. De nombreuses veines de pegmatites sont présentes au sein de plusieurs formations du massif de l'Agly (Granite de St-Arnac, paragneiss de Saint-Martin, orthogneiss de Riverole, gabbro-diorite type Tournefort). Ces veines ou filons sont particulièrement abondants dans certains secteurs (tous ne sont pas cartographiés). Leur épaisseur est d'ordre pluridécimétrique à plurimétrique. La plupart de ces veines sont subverticales et présentent une orientation proche d'E-W cohérente avec la direction cartographique générale des unités. Localement, les pegmatites associées à la gabbro-diorite de type Tournefort prennent une orientation différente, SW-NE.

Du point de vue minéralogique (cf. notice Rivesaltes, Berger *et al.*, 1993), il s'agit de pegmatites banales, presque toujours hyperalumineuses, à quartz, plagioclase (An0-20), microcline, sillimanite, muscovite, tourmaline, grenat (plus ou moins abondant), biotite (rare) et exceptionnellement cordiérite. Ces pegmatites présentent assez souvent un cœur essentiellement constitué de quartz accompagné de sillimanite et rare grenat.

Ces pegmatites n'ont pas été datées. Au même titre que les granites dont elles dérivent, un âge carbonifère leur est attribué.

Zone axiale pyrénéenne

Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, le Paléozoïque de la Zone axiale est majoritairement représenté par les granitoïdes variés constituant les massifs intrusifs (plutons) de Millas et de Quérigut, mis en place à la fin du Carbonifère. Les terrains sédimentaires encaissants, détritiques à carbonatés et métamorphisés peu avant et pendant les intrusions, couvrent une superficie plus réduite.

Formations sédimentaire paléozoïques

Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, les formations sédimentaires paléozoïques de la Zone axiale sont rapportées principalement à l'Ordovicien inférieur et au Dévonien (incluant la base du Carbonifère). On distingue également des métasédiments d'âge probablement silurien et d'autres du Carbonifère inférieur de faciès Culm (« de Campagna »). Les terrains dévoniens sont rapportés à la série allochtone du Pic d'Ourtiset par D. Raymond (ex. Raymond et Weyant, 1982). L'ensemble de la couverture paléozoïque est structuré par des plis d'échelle mésostructurale à cartographique et des écaillages tectoniques indiquant un déversement général vers le Nord. À proximité des plutons de Quérigut et de Millas, ces formations sont affectées par un

métamorphisme de contact surimposé au métamorphisme régional de faciès schiste vert.

o1-2. Formation de Font Frède (supposée) : schistes rubanés, formation schisto-gréseuse à faciès flyschöide. Groupe de Jujols (Ordovicien inférieur). Cette formation occupe une surface importante centrée sur le Pic Dourmidou et bordée au Nord et au Sud par les plutons de Millas et Quérigut. Elle se prolonge notablement au Sud, sur la feuille Prades (Guitard *et al.*, 1992). Il s'agit d'une série monotone, puissante de 2 000 m au moins, caractérisée par des quartzophyllades rubanées (schistes de Jujols) : alternances de lits silteux clairs gris-jaune, albitiques, et de lits pélitiques plus sombres, gris verdâtre (Guitard *et al.*, 1998). À proximité des plutons de Quérigut-Millas, le métamorphisme de contact dans les faciès pélitiques se traduit par l'apparition de porphyroblastes d'andalousite, puis de cordiérite à proximité du contact (Laffont, 1979). Quelques petits pointements de ces schistes apparaissent en enclaves dans le monzogranite de la Serre d'Escale (Massif de Millas), à proximité d'Arboussols.

Le métamorphisme de contact dans ces terrains épizonaux, peu recristallisés au départ, engendre des auréoles de contact avec une zone interne formée de cornéennes et une zone externe où dominent les schistes tachetés. D. Laffont (1971) décrit au sud du Pic Dourmidou l'apparition de biotite, cordiérite, andalousite dans les faciès pélitiques et la cristallisation d'assemblage à quartz, plagioclase, microcline, biotite, muscovite ou hornblende dans les niveaux gréseux. De même, au Sud de Mosset, H. Messaoudi (1990) décrit l'apparition de tâches à biotite, cordiérite, andalousite. Les cornéennes de contact, dans les métapélites, montrent des paragenèses minérales de plus hautes températures, généralement limitées à quelques mètres du contact : association à sillimanite-feldspath potassique, à cordiérite-feldspath potassique. Pour plus de précisions sur ces terrains, le lecteur pourra se référer à la notice de la feuille Prades (Guitard *et al.*, 1998).

s. Formation des schistes noirs ampéliteux : schistes argileux noirs localement cornéifiés (Silurien ?). Ces terrains affleurent principalement le long d'une bande cartographique localisée entre les plutons de Quérigut et Millas. Ils sont attribués au Silurien en raison de leur faciès de schistes noirs et de leur position entre le sommet de la formation de Font Frède et la base des carbonates dévoniens. Les schistes présentent une schistosité souvent bien marquée, allant parfois jusqu'à un débit ardoisier et/ou une foliation leur conférant un rubanement. Une patine de couleur rouille traduit la présence d'oxydes de fer ou de pyrite. Des intercalations de petits bancs de grès sont parfois observées.

L'épaisseur très réduite de la formation, sa discontinuité et l'absence d'Ordovicien supérieur (pourtant présent sur la feuille voisine de Prades)

suggèrent qu'elle jalonne un plan de détachement reconnu par ailleurs dans la zone axiale (Cochelin *et al.*, 2017).

d1-5. Formation du Pic de Pujeguère : série calcaréo-pélitique (Dévonien inférieur indifférencié). Cette formation se présente sous forme de schistes argileux noirs à patine grise dans lesquels s'intercalent des niveaux carbonatés. Elle affleure seulement dans deux petits secteurs à l'Est de Roquefort-de-Sault et de Counozouls, en partie dans l'auréole de contact du granite de Quérigut. Elle fait la transition avec les schistes du Silurien. Bien connue sur la feuille voisine d'Ax-les-Thermes, elle est attribuée au Lochkovien (Dévonien inférieur).

d2-3. Formation du Pic d'Ourtiset : calcaires blancs recristallisés (Praguien à Emsien). Cette formation affleure sur une petite surface dans la partie occidentale du territoire de la feuille, où elle termine la klippe cartographiée sur la feuille d'Ax-les-Thermes. Les terrains de la formation du Pic d'Ourtiset chevauchent les dépôts de flysch du Culm. Il s'agit de calcaires blancs recristallisés atteignant 80 à 100 m de puissance, très reconnaissables dans le paysage. Sur la feuille Ax-les-Thermes, ils forment l'échine du Pic d'Ourtiset (Raymond et Weyant, 1982).

d2-6. Formation du Pic d'Aguzou : calcaires et marbres +/- dolomitiques indifférenciés (Praguien à Frasnien). Cette formation regroupe différents faciès carbonatés distincts à l'affleurement, dont ceux de la Formation du Pic d'Ourtiset, mais qui n'ont pu être cartographiés séparément de manière cohérente. Seules 2 formations, d2-3 et d6-7 ont été identifiées localement (*cf. infra*). D'après D. Raymond et M. Weyant (1982), la série du Pic d'Ourtiset dépasserait 400 m de puissance. Une faune de crinoïdes, conodontes, brachiopodes, *etc.* y a été décrite en détail et a permis d'en dater précisément certains niveaux (Raymond et Weyant, 1982) : la série complète couvre à peu près l'ensemble du Dévonien, depuis le Dévonien inférieur probable jusqu'au Tournaisien supérieur-Viséen inférieur daté.

Dans le cadre des levés de la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet, nous n'avons pas précisément retrouvé la succession lithostratigraphique synthétique proposée par D. Raymond et M. Weyant, (1982) pour la série dévonienne du Pic d'Ourtiset (**Fig. 3**). Les pistes forestières permettent de lever des coupes qui mettent en évidence une succession de faciès le plus souvent calcaires, parfois dolomitiques, massifs ou lités. Des marbres francs (clairs et à texture saccharoïde à la cassure) sont régulièrement observés. Des nodules ou rognons siliceux (« chailles ») allongés, décimétriques, sont présents dans certains niveaux, évoquant les faciès de l'Eifelien. Par contre, le faciès caractéristique des lydiennes noires proches du sommet de la série n'a jamais été observé.

À proximité du contact avec le pluton de Quérigut, les différents faciès sont affectés par un métamorphisme de contact marqué par les paragenèses suivantes :

- 1- Forstérite + phlogopite + dolomie + calcite + spinelle \pm clinohumite dans les marbres à proximité de Builac ;
- 2- Calcite + dolomite + forstérite \pm quartz dans les marbres à proximité de Builac et au Sud de Counouzouls (Laffont, 1971 ; Durand, 2006).

d6-7. Formation des Calcaires griottes : calcaires noduleux de faciès "Griotte" et calcaires massifs (Dévonien supérieur : Frasnien à Famennien). Des faciès calcaires particuliers ont pu être distingués au sein de l'ensemble carbonaté dévonien. Ils affleurent selon une bande cartographique étroite et plusieurs entités lenticulaires au contact, vers le Nord, avec les formations grésopélitiques du Culm qu'ils chevauchent. Le long de leur contact sud, ces terrains du Dévonien supérieur sont généralement en contact avec des terrains carbonatés dévoniens indifférenciés plus anciens ou, plus localement, en contact tectonique avec les formations carbonifères du Culm.

Un faciès amygdaloïde a été observé irrégulièrement au sein de cette formation et rapporté au faciès classique dit « Griottes à Goniatites » et daté du Famennien (Dévonien supérieur) dans plusieurs secteurs de la zone axiale (Raymond et Weyant, 1982). Il est ici constitué « d'éléments » calcaires centimétriques trapus et pour partie anguleux à lenticulaires (« amygdales »), voire franchement allongés jusqu'à former un pseudo rubanement. Les éléments ou fragments (pas de Goniatites observés sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet) sont gris assez clair à blanchâtre (à la patine) dans une matrice plus sombre ou plus beige. Une passée décimétrique rougeâtre – lie-de-vin a été observée sur un affleurement isolé, mais nous n'avons jamais observé d'affleurements principalement rougeâtres ou verdâtres, comme souvent exprimé dans le faciès Griottes classique (Raymond et Weyant, 1982).

Des calcaires massifs formant de gros affleurements mais d'aspect non structuré (absence de stratification évidente) et \pm rognoneux sont inclus dans la même formation. Ils sont également rapportés au Dévonien supérieur du fait de leur proximité avec le faciès Griottes reconnu et en référence avec la succession stratigraphique proposée par D. Raymond et M. Weyant (1982) pour le Dévonien de la Série du Pic d'Ourtiset.

L'épaisseur du faciès Griottes est tout au plus de quelques dizaines de mètres, mais l'ensemble de la formation rapportée au Dévonien supérieur est d'ordre plurihénométrique.

d7c-h2. Formation des Calcaires amygdalaires (Famennien supérieur à Viséen). Cette formation affleure dans une zone très restreinte

au Sud de l'Aude et à l'Ouest du Tuc des Escalibats, où elle termine une bande cartographiée sur le territoire de la feuille Ax-les-Thermes voisine (maquette eb préparation). Elle est constituée de calcaires micritiques beiges et calcaires noduleux gris de 50 m de puissance. Les microfaciès, très homogènes, correspondent à des micrites à débris de mollusques pélagiques, entomozoïdés, calcisphères, et rares Crinoïdes (Raymond et Weyant, 1982).

d. Formation des calcaires en panneaux du Quérigut : marbres en enclaves et panneaux (septas) dans ou au toit du Massif granitique de Quérigut (Dévonien indifférencié ?). Ces marbres affleurent dans le SW de la carte, sous forme d'entités/panneaux de dimensions hectométriques à plurikilométriques enclavés dans le pluton de Quérigut. Ils n'ont pas été observés au sein du massif de Millas. Ces panneaux carbonatés sont notamment bien visibles en rive droite de la rivière Casteillane, au sud de la carte, où ils forment des falaises. Il s'agit d'enclaves ou septas, interprétées comme des fragments de l'encaissant sus-jacent (« roof pendants »), tombés au sein du pluton alors à l'état magmatique. Certains de ces panneaux sont constitués de marbres ou cipolins massifs, blancs et à texture recristallisée saccharoïde à la cassure. Dans d'autres panneaux, on retrouve des alternances pluridécimétriques de calcaires (marbres) et de schistes marneux. En lame mince, on y reconnaît les paragenèses suivantes calcite + diopside + quartz ± wollastonite et calcite + diopside + forstérite ± quartz (Laffont, 1971) associées au métamorphisme de contact.

Du fait de similitudes de faciès avec les formations régionales reconnues dans la Série du Pic d'Ourtiset (Raymond et Weyant, 1982), ces panneaux sont rapportés au Dévonien, mais un âge paléozoïque inférieur ne peut être exclu.

Âge		Épaisseurs	Lithologie sommaire	Données paléontologiques: déterminations des Conodontes (M. Weyant) et des Ostracodes (F. Leteliers)
Viséen	?		Calcaires plus ou moins noduleux	■ Viséen
Tournaisien		12 m	Jaspes gris ou verts	■ Tournaisien sup.- Viséen Inf.
Famennien supérieur		45 m	Calcaires noduleux gris Jaspes noirs	■ Famennien do V-do VI
Famennien inf. et moy.		20 m	Calcaires micritiques beiges et calcaires noduleux gris	■ Famennien do IV-do V
Frasnien		60 m	Calcaires noduleux rouge-brique à ammonoïdes ("griottes")	■ Famennien do II
Givétien		20 m	Calcaires gris-bleu, bioclastiques (crinoïdes, brachiopodes), en bancs décimétriques, à rares chailles	■ Frasnien do Ia-do Ib
Eifélien		12 m	Calcaires roses veinés de calcite blanche	
Emsien sup.		16 m	Calcaires à chailles et à polyptères siliceux	■ <i>Favosites</i> , dét. J. Lafuste
DÉVONIEN inférieur		80 m	Calcaires blancs massifs	
		100 à 150 m	Dolomies, calcaires dolomitiques. Rares niveaux de calcaires très riches en débris de crinoïdes	
		15 à 20 m	Calcaires en plaquettes, bleus, à patine saumon, riches en crinoïdes et bryozoaires	■ <i>Cryptophyllus</i> sp. dét. M. Lys et <i>Nowackia</i> sp. dét. H. Lardeux
			Complexe grésopélique à coulées boueuses et blocs resédimentés	

Fig. 3 - Colonne stratigraphique synthétique de la série du pic d'Ourtiset, d'après D. Raymond et M. Weyant (1982), publiée dans la synthèse des Pyrénées volume 1 (Barnolas et Chiron, 1996).

h2-3. Formation du Culm : Flysch grésopélimitique de faciès Culm à passées de conglomérats polygéniques (Viséen moyen à Namurien). Cette formation principalement grésopélimitique affleure dans la partie occidentale de la carte selon une bande principale d'une quinzaine de kilomètres de long, de quelques hectomètres de large et d'orientation globale E-W. D'âge carbonifère, elle est en continuité stratigraphique avec les carbonates du Dévonien supérieur, mais également chevauchée par ces derniers. Au Nord de la zone axiale, elle est tronquée par la Faille Nord-pyrénéenne et se retrouve au contact direct des marbres mésozoïques nord-pyrénéens.

De nombreux affleurements sont facilement accessibles, notamment le long de la D17 au Sud de Ste-Colombe-sur-Guette, des pistes forestières de la forêt de Navarre ou de celles menant au col de l'Hommenadel.

À l'affleurement, la formation se présente sous forme de schistes gris sombres, souvent ardoisiers, au sein desquels s'intercalent des niveaux gréseux décimétriques en bancs plus ou moins bien individualisés. Des faciès microconglomératiques à franchement conglomératiques s'observent en localement. Ils sont constitués d'éléments arrondis plurimillimétriques à pluricentimétriques, parfois (sub)décimétriques, essentiellement de roches très siliceuses (lydiennes noires, silex-jaspes gris-vert, quartz blanc), et plus rarement de granitoïdes ou gneiss. Aucun élément carbonaté n'a été observé dans l'emprise de la carte Saint-Paul-de-Fenouillet, mais ceux-ci sont décrits ailleurs (Engel et Raymond, 1983). Localement, des pélites massives violacées (« lie-de-vin ») ont été observées sous une passée conglomératique.

À l'échelle régionale, la formation du Culm, interprétée comme un flysch, est essentiellement constituée d'alternances de shales et de siltstones (indiquant un transport par courants de turbidité), avec intercalations de dépôts de type « debris-flow » (*pro-parte* coulées boueuses) et de conglomérats polygéniques, indiquant des remplissages de chenaux (Engel et Raymond, 1983). En certains points, les paléo-coulées boueuses (jusqu'à 150 m d'épaisseur) contiennent des blocs de taille plurimétrique, mais ceux-ci ont pas été observés sur le territoire de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet.

Bien que la formation du Culm affleure sur une largeur plurihectométrique, voire kilométrique, sa puissance réelle ne semble pas excéder quelques dizaines de mètres. L'importance à l'affleurement traduit le faible pendage des couches et/ou un épaissement par plissement. D. Raymond et J. Marre (1988) considèrent néanmoins que la puissance originelle de ce flysch carbonifère devait être considérable, de l'ordre de 3 000 à 4 000 m.

Complexe intrusif granitique de Millas-Quérigut (Carbonifère inférieur-Permien inférieur)

Les massifs granitiques de Millas et de Quérigut constituent deux entités cartographiques distinctes mais cependant en contact l'une de l'autre sur 7 à 8 km par l'intermédiaire de la faille « du col de Jau ». Les deux massifs présentent de très fortes similitudes qui permettent de les intégrer dans un même complexe intrusif. Une datation précise à 307 ± 2 Ma a été obtenue sur les granodiorites et tonalites précoces du massif de Quérigut (U-Pb sur zircons, Roberts *et al.*, 2000), qui situe sa mise en place au Carbonifère supérieur (limite Westphalien-Namurien).

Les principaux faciès de granitoïdes sont représentés sur la carte et décrits ci-après spécifiquement pour chacun des deux massifs, alors que les roches basiques et les filons de microgranites sont traités de manière commune aux deux plutons.

Les massifs de Quérigut et de Millas sont intrusifs au sein de sédiments paléozoïques préalablement déformés et métamorphisés. Ils développent un métamorphisme de contact en auréole sur une épaisseur réelle de 100 à 200 m (Leterrier, 1972), mais dont l'emprise cartographique peut atteindre plusieurs kilomètres, comme c'est le cas sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet.

Le **massif de Quérigut** affleure dans le coin SW de la feuille et s'étend sur les feuilles voisines de Prades (1095) au Sud, Mont-Louis (1094) au SW et surtout Ax-les-Thermes (1088) à l'Ouest, à cheval entre les départements de l'Ariège, de l'Aude et des Pyrénées orientales. De forme légèrement allongée suivant une direction E-W (*cf.* schéma structural), sa superficie atteint 250 km². Ce massif a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, géochimiques ou structurales (Laffont, 1971 ; Pons, 1971 ; Leterrier 1972 ; Marre, 1973 ; Fourcade et Allègre, 1981 ; Roberts *et al.*, 2000 ; Auréjac *et al.* 2004 ; Durand, 2006).

- 1- Il s'agit d'un pluton composite comprenant plusieurs faciès répartis de manière partiellement concentrique. Une cartographie du pluton établie par J. Leterrier (1972) à partir de données pétrographiques et géochimiques, et reprise par F. Debon *et al.* (1995), met en évidence l'association de trois unités majeures : au cœur du pluton, un monzogranite tardif légèrement peralumineux à biotite \pm muscovite ;
- 2- Une couronne de monzogranite à biotite métalumineux, porphyroïde vers le cœur du pluton ;
- 3- Une bordure sud, ouest et NE de granodiorites et tonalites foliées, à biotite \pm hornblende. J. Marre (1973) contredit partiellement cette interprétation de faciès puisque, à partir des seules observations pétrographiques (terrain et microscope), il ne reconnaît pas le granite à biotite \pm muscovite du cœur du pluton. Plus récemment, M.P. Roberts *et al.* (2000) proposent une

cartographie simplifiée du pluton (reprenant en partie celle de J. Leterrier) dans laquelle le faciès granitique du cœur ne présente qu'une superficie réduite autour de Quérigut. Pour notre part, nous avons distingué des tonalites et granodiorites périphériques méridionales, des (monzo)granites porphyroïdes (dans le SW) ou non, et des leucogranites \pm aplitiques, en petits corps et filons.

Le massif de Quérigut se caractérise également par la présence de nombreuses enclaves ou corps gabbro-dioritiques de taille très variable et parfois organisés en amas ou essaims.

Des enclaves ou septas de roches métasédimentaires (marbres, métapélites, skarns) issues de l'encaissant sont présentes au sein des formations tonalito-granodioritiques (Leterrier, 1972 ; Marre, 1973), plus particulièrement au SW du pluton. Généralement d'échelle cartographique, elles sont assez nombreuses sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Elles correspondent à des fragments de l'encaissant situé au mur ou au toit (« roof pendant ») de l'intrusion et inclus ou tombés dans le magma granitique lors de sa mise en place (Raymond et Marre, 1988).

Le complexe plutonique de Quérigut est principalement constitué de granitoïdes calco-alkalins, à légère affinité subalkaline, typiques du magmatisme hercynien prédominant dans la Zone Axiale (Debon *et al.*, 1995). L'étude géochimique du massif a été reprise et détaillée par M.P. Roberts *et al.* (2000) ; les principaux résultats et interprétations pétrogénétiques sont présentés dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

Les granitoïdes

γ^4 , γ^5 , γ^{4-5} . **Granodiorite et tonalite du massif de Quérigut.** Ces roches forment notamment la bordure méridionale du massif (*cf.* schéma structural et cartes voisines) ; elles affleurent sur une superficie réduite dans le SW de la feuille où elles arment la zone topographiquement la plus haute de la carte. Les granodiorites (γ^4) et les tonalites (γ^5), conformément à la classification des roches granitoïdes, se distinguent par la proportion de feldspath potassique, présent en quantité modérée dans les granodiorites, à très rare ou absent dans les tonalites. Cette distinction étant parfois difficile à faire à l'œil nu lors du lever cartographique, les deux faciès cartographiques ont été regroupés sous l'appellation granodiorite et tonalite indifférenciés (γ^{4-5}).

La roche est grenue (grain moyen à parfois grossier), équante, de teinte claire à assez sombre suivant la proportion des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole). Les minéraux blancs sont principalement le plagioclase, le feldspath potassique (uniquement dans les faciès de granodiorite, mais jamais abondants) et le quartz. Les minéraux magmatiques ne montrent pas d'orientation préférentielle (fabrique magmatique ou foliation) très nette dans

l'emprise de la carte, contrairement à ce qui est observé dans la partie SW du complexe plutonique (Debon *et al.*, 1995). Les enclaves sombres, de composition principalement dioritique, sont parfois assez abondantes et de taille centimétrique à plurihénométrique.

L'observation en lame mince met en évidence une texture équi-granulaire avec des cristaux majoritairement subautomorphes (texture « hypidiomorphe »). Un début de cataclase ou de mylonitisation (fracturation de certains cristaux et fine recristallisation en bordure des cristaux de quartz) est parfois observé. Le plagioclase est dominant, en cristaux subautomorphes finement maclés, plus ou moins zonés. Le cœur est un labrador (An_{50-55}) et la bordure une andésine (An_{30-45}) (Guitard *et al.*, 1992 ; Roberts *et al.*, 2000). Le plagioclase n'est que localement altéré. Le feldspath potassique (microcline), théoriquement absent ou tout au moins très rare dans les tonalites, est relativement abondant dans les granodiorites (jusqu'à 20 % du volume de la roche d'après J. Guitard *et al.*, 1992) : il se présente en cristaux de taille variable, interstitiels à poeciltiques, en accord avec une cristallisation tardive. Le quartz, parfois (très) abondant, se présente en cristaux xénomorphes interstitiels à extinction onduleuse, voire à restauration plus ou moins marquée. La biotite est généralement abondante et toujours plus développées que l'amphibole. Elle forme des cristaux automorphes à xénomorphes bruns à brun orangé et globalement peu chloritisés. L'amphibole verte, jamais abondante, parfois rare mais régulièrement présente, est de type hornblende et plus ou moins zonée avec parfois un cœur cummingtonitique très pâle (orthopyroxène précoce résorbée ?), voire exceptionnellement à clinopyroxène (Guitard *et al.*, 1992). Elle peut-être en partie recristallisée. L'apatite, le zircon, l'ilménite et le sphène, ainsi que l'allanite (Guitard *et al.*, 1992), constituent les minéraux accessoires.

Sur certains affleurements, les granodiorites et tonalites sont recoupées par les faciès granitiques décrits ci-après montrant ainsi le caractère plus tardif de ces derniers.

$p\gamma^3$, γ^3 . **Granite monzonitique porphyroïde ou isogranulaire.** Les roches granitiques monzonitiques de l'intrusion de Quérigut affleurent essentiellement au Nord de la formation tonalítico-granodioritique γ^{4-5} qu'elles recoupent. Quelques petites intrusions (pluri)hénométriques de granite et des filons affleurent également au sein des granodiorites et tonalites. Les granites, de couleur relativement claire en patine, se présentent sous forme d'un faciès porphyroïde à phénocristaux ($p\gamma^3$) qui, sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, occupe une position centrale dans le pluton, et d'un faciès non porphyroïde (γ^3), développé à l'Est et au Nord du pluton. Les deux faciès sont contemporains et ne se recoupent pas mutuellement, le passage de l'un à l'autre n'est pas tranché ; on observe localement, y compris au cœur de la zone du faciès isogranulaire, des faciès intermédiaires présentant quelques phénocristaux dispersés de feldspath potassique.

Le granite est affecté par quelques zones de déformation fragile à ductile. Au niveau du passage de la faille du col de Jau, le granite (faciès porphyroïde), très déformé et blanchi, présente une texture ultramylonitique à ultracataclastique. Comme les tonalites et granodiorites, le granite monzonitique renferme des enclaves gabbro-dioritiques de taille très variable décrites séparément. Des petites enclaves gabbro-dioritiques disposées en chapelets non cartographiables, sont présentes à l'Ouest et au SW du col de Jau et identifiées par une surcharge (γ - $\theta\eta$). De très petites enclaves ($<$ au cm^3) dispersées s'observent fréquemment sur le territoire de la feuille Prades (Guitard *et al.*, 1992).

Le faciès porphyroïde ($p\gamma^3$) se caractérise par la présence de gros cristaux parallélépipédiques et clairs (blancs) de feldspath potassique qui ressortent nettement au sein d'une matrice grise plus fine et généralement grenue (cristaux millimétriques). Dans un faciès porphyrique local, la roche présente une matrice microgrenue inframillimétrique très fine. La fréquence des phénocristaux est variable (ils sont particulièrement abondants à l'Est du col de Jau). Leur taille est comprise entre 1,5 cm et 3 cm environ (cas fréquent). Les phénocristaux feldspathiques montrent une orientation nette sur certains plans. Cette orientation peut cependant varier assez fortement entre deux affleurements proches, voire sur un même affleurement. Localement le faciès porphyroïde se présente sous forme de filons de puissance plurimétrique qui recoupent les formations de granodiorites et tonalites (*cf.* également Guitard *et al.*, 1992).

Le faciès non porphyroïde (γ^3) présente une texture grenue dans laquelle les phénocristaux sont absents ou très rares.

Le feldspath potassique (perthite, microcline), le quartz, le plagioclase et dans une moindre mesure la biotite brune, constituent les principaux minéraux du granite monzonitique.

Le **massif de Millas** affleure sur une large partie sud et orientale de la carte Saint-Paul-de-Fenouillet et se prolonge sur les feuilles de Prades (1095) au Sud, Rivesaltes (1090) à l'Est et, pour une petite partie, Céret (1096) au SE. Sa superficie globale est de 220 km^2 environ.

D'orientation globalement Est-Ouest, ce massif est intrusif à l'Ouest et au SW dans la série de Jujols, formation grésopélitique, épimétamorphique, d'âge cambro-ordovicien (Laumonier, 1988). Il y développe un métamorphisme de contact (« auréole »). Il est limité au Nord par la Faille nord-pyrénéenne, qui le sépare des formations mésozoïques de Boucheville, et au SE par la faille de la Têt (cartes de Rivesaltes et Céret), qui le sépare des formations pliocènes de la plaine du Roussillon. À l'Ouest, il passe en continuité au massif de Quérigut.

Plusieurs faciès pétrographiques sont reconnus : le monzogranite porphyroïde du Pic de Toulouse ($p\gamma^3\text{PT}$), le granite porphyroïde de Roc Jalère

($\rho\gamma^3RJ$), le monzogranite porphyroïde de Séquières (ρ), les monzogranite et granodiorite de la Serre d'Escale (γ^3-4), le monzogranite de St-Michel (γ^3SM), ainsi que des microgranites ($\mu\gamma$ et $\mu\gamma t$) et un cortège pegmatitique à aplitique (Pza et a).

$\rho\gamma^3PT$. **Monzogranite porphyroïde du Pic de Toulouse (massif de Millas)**. Ce monzogranite occupe le cœur du massif et couvre environ 38 km². Il est limité à sa périphérie essentiellement par le granite porphyroïde du Roc Jalère et localement par celui de St-Michel. Dépourvu d'enclaves basiques, ce monzogranite contient des passées de leucogranite fin. Il a fait l'objet d'études géomorphologique, minéralogique (Lagasquie *et al.*, 1982 ; Joly ; 1982), pétrologique et structurale (Messaoudi, 1990 ; Messaoudi *et al.*, 1993).

Ce monzogranite à gros grain est décrit par H. Messaoudi (1990). Il présente une matrice isogranulaire associant des agrégats de plagioclase, des biotites orientées (orientation à l'état magmatique ou « fluidalité »), du quartz et du microcline en plages xénomorphes. Les phénocristaux de microcline, mâclés Carlsbad, sont représentés par deux populations :

- 1- L'une constituée de cristaux de 2 à 3,5 cm ;
- 2- L'autre de cristaux pouvant atteindre 5 à 8 cm. La proportion de microcline varie de 10 à 30 %, avec une moyenne à 20 %. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite, auxquels s'ajoutent des minéraux d'altération : muscovite, damourite, séricite, chlorite et oxydes de fer.

La composition chimique du granite du Pic de Toulouse est intermédiaire entre celle du granite de Roc Jalère (la moins évoluée) et celle du granite de St-Michel (la plus évoluée). Il est plus riche en SiO₂ et K₂O que le granite de Roc Jalère, mais plus pauvre en tous les autres oxydes (Al₂O₃, MgO, Fe₂O_{3t}, CaO, TiO₂, P₂O₅), à l'exception de Na₂O dont la teneur est à peu près constante dans l'ensemble des granitoïdes du massif. En revanche, le granite du Pic de Toulouse est plus pauvre en SiO₂ et K₂O que le granite de St-Michel, mais plus riche en tous les autres oxydes.

Géochimiquement, le granite de Toulouse est très proche du granite central du massif de Quérigut, ce dernier étant toutefois un peu plus évolué (Messaoudi, 1990). Localement, le monzogranite du Pic de Toulouse est très altéré, en particulier entre Montalba et Tarerach où sa couleur devient blanchâtre (Messaoudi, 1990), en lien avec une forte alteration de la biotite et du plagioclase (chloritisation et séricitation).

$\rho\gamma^3RJ$. **Granite porphyroïde de Roc Jalère (massif de Millas)**. Ce faciès porphyroïde forme une auréole concentrique quasi complète autour du granite du Pic de Toulouse. Il se prolonge à l'Est, sur la carte de Rivesaltes. Il s'agit d'un granite à gros grain (plurimillimétrique), irrégulièrement porphyroïde, dont les mégacristaux de feldspath potassique blanc peuvent atteindre jusqu'à

5-6 cm et même 15 cm selon D. Laffont (1971). Localement, leur alignement détermine une fluidalité. Sa composition modale le définit comme un monzogranite (Joly, 1982) associant principalement du feldspath potassique (32,8 %), du quartz (29 %) et du plagioclase (13,3 %). Le feldspath potassique se présente en mégacristaux mâclés Carlsbad de composition $Or_{92}-Ab_8$ ou en cristaux xénomorphes dispersés dans la matrice. Le quartz forme des plages xénomorphes interstitielles ou moulant les autres cristaux. Le plagioclase, en amas polycristallins, est un oligoclase ; il est fortement séricitisé. La biotite (5,6 %) est relativement ferrifère. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les oxydes.

Localement, le granite de Roc Jalère est affecté par une déformation mylonitique intense de direction générale N100 à N110, associée à une silicification à l'origine des reliefs les plus marqués. Dans la région de Séquières (au SE de Sourmia), le granite est recoupé par des intrusions plurihectométriques à kilométriques, et orientées N130, de la Rhyolite de Séquières (ρ) (*cf. infra*).

γ^{3-4} . **Monzogranite et granodiorite de la Serre d'Escale (massif de Millas)**. Bien représenté à l'extrémité SW de la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet, ces monzogranite et granodiorite à grain moyen forment une bande discontinue dans la partie sud du massif. Ils constituent le prolongement oriental du monzogranite du Puch, dans le Massif de Quérigut (Laffont 1971 ; Leterrier 1972 ; Marre, 1973). Il s'agit de roches à grain moyen, à phénocristaux de microcline de petite taille (1 à 3,5 x 0,5 cm) dont la proportion varie d'un affleurement à l'autre (10 à 30 %). Ceux-ci sont généralement bien orientés, témoignant d'une organisation planaire. Selon H. Messaoudi (1990), le quartz constitue environ 30 % du volume de la roche et se développe en ocelles de 1 cm à 2 cm. Le plagioclase (An_{50-55} au cœur à An_{35-45} en bordure), en quantité notable, de couleur blanchâtre, à une taille variant de 0,2 à 0,8 cm ; il est souvent bien orienté et souligne les structures magmatiques. La biotite apparaît en amas assez allongés et rarement en schlierens. Les accessoires sont le sphène et l'ilménite.

Les faciès granitiques de La Serre d'Escale renferment une quantité assez importante d'enclaves et de septas basiques, de taille métrique à décamétrique, souvent en forme d'ellipsoïdes allongés dans le plan de la structure. Le contact est souvent net, mais les deux roches peuvent également développer une zone mixte de composition granodioritique. Au Sud de la Serre d'Escales, de petites enclaves gabbro-dioritiques disposées en chapelets non cartographiables sont identifiées par une surcharge ($\gamma-\theta\eta$).

Le contact entre le granite de La Serre d'Escale et le granite de Roc Jalère se fait d'une manière progressive, avec échange mutuel de phénocristaux et augmentation de la fréquence et de la taille des quartz dans le granite de la Serre

d'Escale. Dans le secteur toponyme, le granite de Roc Jalère apparaît en enclaves métriques dans le granite de la Serre d'Escale.

De nombreux septas métasédimentaires, de taille métrique à décamétrique, sont également présents. Enfin, le granite est recoupé au SW d'Arboussols par un filon de pegmatite (Pza) orienté N020.

γ^3 SM. **Monzogranite de Saint-Michel (massif de Millas).**

Le granite de St-Michel affleure en corps de petite dimension dans plusieurs secteurs de la partie septentrionale du massif de Millas, sur les cartes de Saint-Paul-de-Fenouillet et de Rivesaltes. À son extrémité orientale, à l'Est de Montalba, le granite de St-Michel se développe suivant une bande E-W de 5,5 km de long sur une largeur maximale de 2 km (carte de Rivesaltes). Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, le granite de Saint-Michel s'étend de Campoussy à l'Est, jusqu'à Rabouillet à l'Ouest ; il forme une bande orientée E-W, de 2,5 km de large sur 7 km de long séparé du monzogranite du Pic de Toulouse par un contact faillé où s'insinue localement un filon de quartz. Toujours dans la partie septentrionale du massif, de petits corps allongés E-W de ce même granite se retrouvent à Lassaladou, dans la rivière de Crabayrisse, au Sud de Montalba, dans le ravin de Ferrère et au Nord du Pic de Roc Jalère.

Le granite de St-Michel est une roche leucocrate principalement constituée de feldspath alcalin et de quartz. Sa composition la situe à la limite entre les monzogranites et syénogranites (Messaoudi, 1990). Les minéraux principaux sont le feldspath alcalin, le quartz, le plagioclase et la biotite, les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, auquel s'ajoutent des minéraux deutériques et d'altération ; chlorite, muscovite et séricite (Messaoudi, 1990).

Le granite de St-Michel, de grain fin à moyen (1 à 6 mm), est très pauvre en ferromagnésiens (biotite) et quasiment non orienté. Les structures observées sont essentiellement d'origine magmatique ; elles sont parallèles à l'allongement des gisements et à celle du Massif (ESE-WNW). Dans le secteur occidental, on note l'apparition de structures obliques NE-SW superposées aux structures ESE-WNW et qui les recoupent.

$L\gamma^2$. **Leucogranite à grain fin en filons et stocks (massif de Quérigut).** Ces roches très claires (leucocrates) affleurent dans le SE de la carte sous forme de filons ou de petites intrusions elliptiques (pluri)décamétriques à plurihectométriques. Elles recoupent les granodiorites, les tonalites comme les granitiques monzonitiques.

Il s'agit de roches granitiques microgrenues (grain fin à moyen), équantes. Le quartz, le feldspath potassique (dont microcline) et le feldspath plagioclase sont les minéraux les plus abondants. S'ajoutent notamment la muscovite régulièrement présente, parfois abondante, en gros cristaux visibles à l'œil nu

(sauf sur certains affleurements), et la tourmaline. La biotite est peu fréquente à rare, en petits cristaux kakis, parfois oxydés.

Surcharge. Schistes tachetés et cornéennes de l'auréole de contact en enclaves et autour des granites de Millas et Quérigut. Les formations de l'Ordovicien (o1-2), du Silurien (s), du Dévonien inférieur et moyen (d1-5, d2-6, d) sont affectés par un métamorphisme de contact de haute température autour des plutons granitiques de Quérigut et Millas. Les formations sont alors métamorphosées en schistes tachetés, cornéennes et skarns.

Le système filonien

p. Rhyolite de Séquières (Massif de Millas). La rhyolite de Séquières se présente en filons de dimensions hectométriques à kilométriques situés au Nord du granite de Roc Jalère. Dans le secteur des Séquières, elle affleure selon une bande orientée sensiblement N120 le long d'une crête qui culmine à 670 m. De rares structures planaires montrent une direction identique (N120), à fort pendage vers le Nord (65° à 70°). Au Sud de Sourmia (vallée de la Desise), la rhyolite est représentée par un filon incurvé orienté N30 à N110.

À l'œil nu, la roche montre un fond vert grisâtre sur lequel se distinguent des phénocristaux de plagioclase (2 cm), de feldspath alcalin (0,5 cm à 4 cm) et de quartz automorphe (taille inférieure à 1,5 cm), associés à des petites paillettes millimétriques de biotite. Sous le microscope (Messaoudi, 1990), la rhyolite montre une matrice finement cristallisée associant quartz, plagioclase, biotite et feldspath alcalin. L'apatite, accessoire, se présente en minéraux dispersés. Les minéraux d'altération sont la chlorite, la damourite et quelques rares paillettes de muscovite et oxyde de fer.

La texture est microgrenue à sphérolitique, et porphyrique (phénocristaux de feldspaths). Elle témoigne du refroidissement rapide d'un magma acide (« granitique ») partiellement cristallisé lors de son ascension. L'analyse microscopique fait apparaître en outre, une matrice finement cristallisée faite de minéraux dispersés (apatite) et de minéraux d'altération (chlorite, damourite, quelques rares paillettes de muscovite et oxyde de fer).

a. Aplites en filons. Quelques filons d'aplites verticaux et d'orientation N130 ou N045 recoupent les granites de Roc Jalère (pγ3RJ), du Pic de Toulouse (pγ3PT), de St-Michel (γ3SM) et de la Serre d'Escale (γ³⁻⁴) (massif de Millas).

Pza. Pegmatites. Les filons de pegmatites sont rares dans le pluton de Millas (Messaoudi, 1990). Un seul pointement de pegmatites a été cartographié, situé dans le secteur d'Arboussols.

$\mu\gamma$ et $\mu\gamma t$. **Microgranites et microgranites à tourmaline.** Les microgranites sont présents essentiellement au sein du monzogranite de La Serre d'Escale (Pluton de Millas), à l'Est de Mosset et dans le secteur d'Arboussols, plus rarement au sein du granite porphyroïde de Roc Jalère. Un seul pointement de microgranite est cartographié dans le pluton de Quérigut.

Ces microgranites fortement pentés à subverticaux, au sein du pluton de Millas, s'organisent selon une direction N130 pour les microgranites ($\mu\gamma$) et N045 pour un filon de microgranite à tourmaline ($\mu\gamma t$). Selon H. Messaoudi (1990), ces roches de couleur claire (blanc à beige) et à grain fin (0,3 à 3 mm), présentent un fond quartzo-feldspathique dans lequel s'observe une constellation de minéraux noirs (biotite et parfois tourmaline). Les filons aplitiques sont fréquemment fracturés, broyés ou laminés, selon les gisements. L'examen microscopique révèle une paragenèse identique à celle d'un granite banal : plagioclase, quartz, microcline, biotite, muscovite, avec des minéraux accessoires (apatite, zircon) et des minéraux deutériques (épidote, séricite, muscovite, oxyde de fer et tourmaline).

Les enclaves dans les massifs de Quérigut et de Millas

Trois types d'enclaves sont distingués dans les plutons de Quérigut et de Millas : les enclaves gabbro-dioritiques, les enclaves gneissiques d'origine orthodérivée ou indéterminée (orthogneiss du Canigou, gneiss fins et gneiss à nodules de quartz et de sillimanite) et les enclaves d'origine paradérivée.

$\theta\eta$ et $\gamma\text{-}\theta\eta$. **Gabbro-diorites en enclaves cartographiques dans les granitoïdes et zones de granitoïdes riches en petites enclaves.** Les roches gabbro-dioritiques affleurent au sein des plutons de Millas et de Quérigut dont ils constituent un des constituants magmatiques. À l'affleurement, ces roches se distinguent bien de leur encaissant granitique par leur teinte sombre. Elles se présentent en enclaves et corps de taille très variable ; plurimillimétriques à kilométriques.

Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, nous avons distingué deux types d'occurrences :

- 1- Des entités gabbro-dioritiques massives ($\theta\eta$), de dimensions décahémométriques à (pluri)kilométriques (quelques dizaines de m^2 à plusieurs km^2), peu ou pas injectées de granite ;
- 2- Des zones mixtes riches en enclaves basiques de petites dimensions organisées en amas ou essaims et séparées par des injections granitiques anastomosées ($\gamma\text{-}\theta\eta$). Le contact entre les masses de roches basiques et les roches granodioritiques se fait par l'intermédiaire d'une zone formée de tonalite à grain moyen (épaisseur de la zone variant de 1 cm à plusieurs dizaines de mètres et isolant des fragments souvent anguleux de roches basiques).

Les enclaves gabbro-dioritiques sont observées indifféremment dans tous les faciès granitoïdes des deux massifs, mais sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, elles se localisent surtout dans le Sud et l'Ouest. Il s'agit de gabbros à hornblende et diorites, éventuellement quartzifères. Les faciès ultrabasiques, très sombres, de type hornblendite (cortlandites), bien reconnus dans la partie orientale du massif de Quérigut (feuille Ax-les-Thermes), n'ont pas été identifiés sur le territoire de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet.

Le grain de la roche est souvent fin, notamment dans les enclaves de petite dimension, mais peut être moyen, voire grossier (gabbros). On peut localement observer des faciès de pegmatoïde basique à très gros cristaux centimétriques à pluricentimétriques d'amphibole et de plagioclase.

D'un point de vue minéralogique, les différents types de roches se distinguent les uns des autres par des proportions variables de plagioclase, amphibole (hornblende) et biotite, auxquels s'ajoutent, au sein des faciès dioritiques, du feldspath potassique et du quartz (faciès quartzifères), toujours peu abondants. Le sphène, l'apatite, le zircon, l'ilménite et la magnétite constituent des minéraux accessoires.

Le plagioclase est de très loin le principal feldspath. Il est souvent subautomorphe, mais également présent sous forme de plages polycristallines dans les termes les plus grenus. Sa teneur en anorthite est élevée dans les faciès les plus basiques (gabbros), mais plutôt faible dans les diorites (andésine). Par ailleurs, les cristaux de plagioclase sont généralement zonés. L'amphibole, qui constitue le principal minéral ferromagnésien, est une hornblende. Elle apparaît soit sous forme de cristaux isolés, soit en plages de cristaux entremêlés et plus rarement en inclusions automorphes au cœur des plagioclases. Ses contacts avec les autres phases minérales sont francs. Au microscope, la teinte varie du vert pâle, dans les faciès mélanocrates, au brun verdâtre dans les faciès mésocrates. La hornblende présente également des inclusions de plagioclase, de biotite et parfois de pyroxène. L'actinote apparaît de façon sporadique sous forme de fins cristaux aciculaires autour de la hornblende. La biotite, présente dans tous les faciès, devient plus abondante que l'amphibole dans les faciès plus clairs (mésocrates). Le quartz, présent localement dans les faciès basiques, apparaît de manière très subordonnée par rapport aux autres phases minérales. Il se présente en cristaux xénomorphes, ou parfois en plages polycristallines de 4 à 5 mm de diamètre.

À l'œil nu, ces roches gabbro-dioritiques ne présentent pas d'orientation préférentielle bien marquée. Des études détaillées de leur structure (« pétrofabrique ») ont mis en évidence une orientation de forme des cristaux cohérente avec celle de leur encaissant granitoïdique (Pons, 1970 ; Marre, 1973).

ζf. Les gneiss fins et les gneiss à sillimanite fibrolitique et à nodules de quartz. Les gneiss fins en enclaves dans le monzogranite de la Serre d'Escale forment plusieurs pointements d'échelle métrique à décimétrique au Nord de Mosset (au voisinage de la bergerie, altitude 1 080 m), au-dessus de Cortal Cayle, juste au-dessus du réservoir d'eau de cette localité, et au NW, en dessous des gneiss ocellés de Cortail Porteil. Ces gneiss de couleur grisâtre présentent une foliation matérialisée par les trainées de biotite et des trainées quartzo-feldspathiques. La paragenèse magmatique est composée de cristaux de plagioclase subautomorphes (corrodés par la mésostase), zonés et maclés albite-Carlsbad, de très rares microclines quadrillés (mm), de biotite en faible quantité, légèrement kinkée et par des grains de quartz (mm) subautomorphes à extinction roulante. Le métamorphisme régional hercynien provoque les mêmes modifications que dans ceux des gneiss ocellés avec la cristallisation de biotite, d'albite, de quartz et de microcline. Enfin, le métamorphisme thermique se marque par la cristallisation du quartz, de l'albite, de quelques biotites et par la déstabilisation structurale du microcline. L'influence de fluides hydrothermaux permet l'apparition de muscovite.

Les gneiss à sillimanite fibrolitique et à nodules de quartz de teinte claire (grisâtre à blanchâtre), affleurent en enclaves métriques emballées dans le granite porphyroïde parmi les blocs de gneiss ocellés de Cortail Porteil : les gneiss à fibrolite à grain fin se localisent au NW de Molitg (970 m) et à Cortal Brousse. Selon H. Messaoudi (1990), les gneiss à fibrolite constituent des septas métriques, anguleux, situés parmi les panneaux des orthogneiss du Massif de Millas. Ils sont associés aux gneiss ocellés et aux gneiss fins. La roche contient des yeux de quartz de taille inférieure à 1,5 cm et parfois de sillimanite. Ces yeux, essentiellement quartzeux, sont entourés par des lits de fibrolite. Les grains de quartz et plagioclase sont isogranulaires, mais la biotite et le feldspath potassique sont pratiquement absents. Sur certains échantillons, la schistosité est soulignée par l'alignement de sillimanite fibrolitique et l'aplatissement des quartz. Les observations microscopiques montrent des grains isogranulaires, millimétriques, à contour régulier et des nodules centimétriques de quartz et de sillimanite ; on y observe également des yeux millimétriques de biotite et des porphyroclastes de feldspath alcalin. H. Messaoudi (1990) reconnaît deux générations de minéraux :

- 1- Les uns qui pourraient être magmatiques (quartz 1, biotite 1, plagioclase 1, très rare microcline, apatite, zircon et sphène) ;
- 2- Les autres d'origine métamorphique (fibrolite, prismes de sillimanite, quartz 2, albite 2, muscovite et très rare biotite 2).

Pζ. Les enclaves métasédimentaires. Dans la partie méridionale du pluton de Millas, il existe différentes enclaves d'origine sédimentaire. Elles sont très nombreuses dans le secteur d'Arboussols, moins abondantes dans les secteurs de Molitg, Eus, Catlar, Mosset et dans la terminaison occidentale. Elles deviennent très rares vers l'Est et totalement absentes dans le reste du

complexe plutonique. Selon H. Messaoudi (1990), elles sont gréso-pélitiques et appartiennent probablement à la série de Jujols, sauf au SE où apparaissent de nombreux enclaves calcaires qui se prolongent dans le massif de Quérigut.

Les enclaves gréso-pélitiques sont souvent dures, de couleur sombre avec sporadiquement quelques niveaux gréseux (quartzitiques). Au microscope, on observe la même association (andalousite + cordiérite + biotite + quartz) que dans l'auréole de métamorphisme de contact, mais il s'y ajoute de la fibrolite, de la sillimanite en prisme et de la muscovite poecilitique en cristaux équants. La géochimie de ces matériaux, étudiée par J. Leterrier (1972) dans le complexe de Quérigut, et par J.-L. Joly (1982) dans celui de Millas, montre qu'il s'agit d'arkoses parfois proches de grauwackes, ce qui les apparenterait à la série de Jujols.

Les enclaves calcaires affleurent uniquement au SW du massif de Millas, au-dessus du Pic de Tour, sur le versant sud de la vallée de la Casteillane et sur la route D14 en dessous de la Tour de Mascarades. Elles se prolongent en essaims tout le long de la partie méridionale et de la terminaison orientale du massif de Quérigut (Leterrier, 1972 ; Marre, 1973 ; Raymond, 1986). Au microscope, elles sont caractérisées par l'abondance de la calcite et de la dolomie, quelques grains de quartz, d'hématite, du sphène en granule en quantité notable et de rares paillettes de chlorite (Messaoudi, 1990).

oçC. Orthogneiss du Canigou en enclaves dans le massif granitique de Millas. Les enclaves d'orthogneiss sont présentes sur la bordure sud du massif de Millas, dans le monzogranite et la granodiorite de la Serre d'Escale ($\gamma 3-4$), entre La Barrera et Cortal Portail (NW de Mosset), et à Cortal Brousse (NE de Mosset, point coté 1 200m). Ces orthogneiss apparaissent en panneaux métriques à décamétriques généralement anguleux. Ces roches de teinte grisâtre, sont caractérisées par une foliation pénétrative soulignée par des lits biotitiques et quartzo-feldspathiques, et des porphyroclastes (5 mm à 5 cm). Selon H. Messaoudi (1990), une paragenèse magmatique relictuelle comprend des porphyroclastes de feldspath potassique de 7 mm à 5 cm, à môle de Carlsbad et inclusions de plagioclase, quartz et biotite, de plagioclases subautomorphes (3 mm à 2 cm), de biotite, quartz, zircon et apatite. L'orthogneissification se manifeste par la cristallisation de quartz, microcline, plagioclase et biotite secondaire. Enfin, le métamorphisme thermique lié à l'intrusion du monzogranite se traduit par la néogenèse de quartz, albite et biotite, avec une texture de recuit. Selon des travaux antérieurs sur la triclinicité du feldspath potassique (Leterrier, 1972 ; Guitard, 1970 ; Messaoudi, 1990), les feldspaths des orthogneiss en enclaves dans le massif de Millas auraient une histoire précoce analogue à celle des orthogneiss du Canigou (Messaoudi, 1990).

Filons du cycle varisque ou alpin

Q. Quartz. De nombreux filons ou veines de quartz recoupent les faciès de socle paléozoïque. La plupart présentent une orientation ESE-WNW à SE-NW. Dans l'Est de la carte, une famille de filons subméridiens recoupe localement le massif granitique de Millas.

Ces filons ou veines apparaissent, au moins dans une majorité des cas, associés à des failles d'extension cartographique. C'est particulièrement vrai pour les affleurements de quartz observés le long de la faille du col de Jau au WNW de Mosset. Certains affleurements présentent une fracturation intense, voire du broyage.

La dimension précise des filons de quartz est difficile à appréhender et la longueur cartographiée (souvent pluri-hectométrique à kilométrique voire plus) est pour partie interprétative.

Les filons de quartz affleurent en plusieurs points du complexe de Quérigut-Millas : dans les secteurs de Séquières, Campoussy et Sournia au Nord, et de Roc de Jalère, Roc des Quarante Croix et la Coûme au Sud. Ces filons ont une teinte blanchâtre et un grain moyen. Sur quelques affleurements (au Roc Jalère), ils renferment de très nombreux cristaux de tourmaline de taille centimétrique. Ces filons de quartz sont très souvent localisés à proximité des failles et des zones mylonitiques ; ils sont alors affectés par la déformation.

MÉSOZOÏQUE

Les terrains sédimentaires mésozoïques, principalement du Crétacé inférieur, couvrent à peu près la moitié du territoire de la carte, dans une large partie nord de celle-ci : ils appartiennent essentiellement à la Zone nord-pyrénéenne. Seuls quelques lambeaux de couverture mésozoïque sont préservés dans la Zone axiale à l'extrême bordure nord de celle-ci, le long ou à proximité de la Faille nord-pyrénéenne où ils « surmontent » en discordance des terrains sédimentaires dévono-carbonifères.

Des affleurements de roches magmatiques basiques (basaltes, ophites) à ultrabasiques (lherzolites) d'âge mésozoïque sont observés en quelques points de la carte.

Les terrains sédimentaires mésozoïques présentent une orientation cartographique générale E-W et sont structurés en vastes synclinaux (ou synclinoriums) à travers la carte, accompagnés de failles inverses longitudinales et recoupés de failles transverses. Une bande de couverture mésozoïque métamorphisée à haute température au Crétacé supérieur (zone interne

métamorphique) jalonne le Sud de la zone nord-pyrénéenne et est tronquée au Sud par la faille nord-pyrénéenne.

Attributions stratigraphiques des formations (D. LEBLANC)

Formations sédimentaires

Comme dans toute la périphérie téthysienne, ces formations débutent par une transgression triasique. Cependant, aucun affleurement de grès ou conglomérat de base du Trias n'a été observé sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, tant dans la Zone axiale que sur les pourtours des massifs nord-pyrénéens et ce à l'instar de la feuille voisine d'Ax-les-Thermes. Cette absence de faciès terrigène pourrait indiquer la présence d'un détachement qui aurait soustrait la partie basale du Trias, tout en conservant la continuité du reste de la couverture sus-jacente.

Les formations sédimentaires de la couverture mésozoïque ne sont pas différentes entre la Zone axiale et les massifs nord-pyrénéens.

t3-5. Formation des Calcaires du Muschelkalk : calcaires gréseux et dolomitiques jaunâtres, cargneules (Muschelkalk). Ces roches du Trias moyen affleurent très localement sur une quinzaine de mètres d'épaisseur en limite nord de la zone axiale, contre la face sud de la Faille nord-pyrénéenne, au niveau de Ste-Colombe-sur-Guette. Elles sont cartographiées sur moins d'un kilomètre de longueur.

t6-7. Formation des Marnes à gypses du Keuper : marnes et gypses (Keuper). Cette formation affleure sur des superficies réduites et de manière très discontinue, notamment du fait des laminages liés au décollement (détachement) de la couverture mésozoïque par rapport au socle.

Près de la limite nord de la zone axiale et de la Faille nord-pyrénéenne, des marnes bariolées, le plus souvent rouges, forment deux très fines bandes cartographiques (> 1 km et 2,5 km) de quelques mètres d'épaisseur entre l'Aude et l'Aiguette.

Dans la zone nord-pyrénéenne, de petits lambeaux de couverture du Keuper affleurent à la périphérie du nord du massif de l'Agly. Il s'agit de marnes jaunes blanchâtres ou parfois rouges caractérisées par les nombreux cristaux de quartz bipyramidés, généralement hyalins. On y trouve aussi des intercalations de cargneules et des amas de gypse fibreux blanc (autrefois exploité au Sud de Saint-Paul-de-Fenouillet).

t7. Formation des Calcaires jaunes en plaquettes : calcaires jaunes en plaquettes et grès calcareux à gros grains de quartz détritique

(Rhétien). Comme les autres formations triasiques (et p.p. liasiques), cette formation d'environ 20 m de puissance ne subsiste à l'affleurement que sous forme de quelques lambeaux de faible dimension. Une fine lanière cartographique est reportée au sein d'une écaille de terrains triasiques et liasiques le long de la Faille nord-pyrénéenne, à quelques km à l'Est de Ste-Colombe-sur-Guette (col de l'Hommenadel). D'autres affleurements sont observés à la périphérie septentrionale du massif de l'Agly. Ces calcaires contiennent de rares intercalations de lumachelles à *Avicula contorta*, fossile emblématique du Rhétien.

11. Formation de l'Hettangien : roches carbonatées vacuolaires ou bréchiques (Hettangien). Ces roches affleurent localement, dans trois secteurs distincts : sur la limite nord de la carte tout près du col de St-Louis, sur près de 3 km en périphérie nord du massif de l'Agly et au sein de l'écaille tectonique de terrains triasico-liasiques située le long de la faille nord-pyrénéenne à l'Est de Ste-Colombe-sur-Guette (col de l'Hommenadel).

La formation débute parfois par une dizaine de mètres de calcaires gris bien lités et contenant des grains de quartz néoformés. Au-dessus vient un ensemble très mal stratifié de 100 à 120 m de puissance. Il comprend des dolomies beiges ou grises à grain fin, des calcaires et dolomies vacuolaires à patine jaune et des brèches sédimentaires à éléments calcaires et dolomitiques généralement de petite taille (centimétrique).

12. Formation du Sinémurien : calcaires rouges, calcaires gris en dalles (Sinémurien). Ces calcaires sont observés dans deux secteurs, en association avec les formations 11 et 13a-j1 : dans la Zone nord-pyrénéenne, sur la limite nord de la carte tout près du col de St-Louis et au sein de l'écaille tectonique de terrains triasico-liasiques située à l'Est de Ste-Colombe-sur-Guette (col de l'Hommenadel). Il s'agit d'un ensemble de calcaires fins, bien lités, d'épaisseur faible (moins de 30 m) comportant des calcaires, parfois oolithiques, beiges ou rouges en plaquettes et aussi des calcaires oolithiques gris en dalles où l'on trouve des débris de Lamellibranches, des articles de Pentacrines et de nombreux petits quartz automorphes de néogène. Le Sinémurien ne présente son faciès typique que dans les affleurements du col de St-Louis et du col de l'Hommenadel.

11-2. Formations du Lias inférieur indifférenciées : roches carbonatées indifférenciées de l'Hettangien et du Sinémurien. Les affleurements des formations 11 et 12 décrites précédemment ont été regroupés sous l'indice 11-2. Cette formation compréhensive est ainsi reportée sur la carte de manière dispersée. Les principales zones d'affleurement se situent au NW de Ste-Colombe-sur-Guette, contre la face sud de la Faille nord-pyrénéenne, et en couverture du granite de St-Arnac sur le massif de l'Agly.

j3a-j1. Formation du Lias marneux : marnes et marno-calcaires (Carixien à Aalénien). La coupe du Col St-Louis (limite nord de la carte) montre 5 à 6 m de calcaires à Bélemnites, Rhynchonelles, Pectinidés et microfaune à *Fronicularia* puis 20 m de marnes grises feuilletées à *Hildoceras bifrons* du Toarcien (Gélar, 1969). Un autre affleurement est visible le long de la coupe du col de l'Hommenadel. Sont également attribués à ce « Lias marneux » les niveaux aujourd'hui très métamorphisés dans la zone interne métamorphique qui affleurent sous forme de bandes peu épaisses (10 mètres environ) discontinues de cornéennes au contact entre les marbres dolomitiques (MD) et les marbres blancs rubanés (Mi).

j2-5D. Formation des Dolomies du col de Saint-Louis : dolomies et alternances calcaréo-dolomitiques (Bajocien à Malm inférieur). Cette formation n'a pu être individualisée, sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet que dans le secteur du col de Saint-Louis où on observe : 5 m de calcaires graveleux zoogènes à *Pseudocyclamina maynci*, *Paracoskinolina occitanica*, *Praekurnubia crusei* et *Pfenderina salernitana*. Ces niveaux dateraient le Bathonien, l'Aalénien et le Bajocien étant possiblement lacunaires (Peybernès, 1976). Au-dessus viennent une vingtaine de mètres de dolomies noires puis une centaine de mètres de dolomies blanches ou grises alternant avec des niveaux calcaires non affectés par la dolomitisation secondaire. Les calcaires ont fourni à leur sommet *Salpingoporella annulata*, *Campbelliella striata* et *Kurnubia palastiniensis* qui indiqueraient la base du Kimméridgien (Jaffrezo, 1980).

j1-7. Formation du champ du Moureou : dolomies et calcaires indifférenciées du Dogger et Malm. En dehors du chaînon de Galamus, l'irrégularité et la réduction des niveaux dolomités ont interdit la distinction cartographique d'un jurassique dolomitique (j2-5D) et d'un Malm calcaire (j6-n1a) qui sont alors regroupés sous cet indice j1-7. Cette formation du Jurassique moyen-supérieur affleure dans la couverture du massif de Salvezines.

j6-n1a. Formation de la forêt des Fanges : calcaires blancs massifs, brèches (Kimméridgien à Berriasien inférieur). Cette formation forme une large bande cartographique principale, le long de la limite nord de la coupure et une fine bande secondaire, au Nord des massifs de l'Agly et de Salvezines. Il s'agit de calcaires fins contenant très fréquemment des brèches monogéniques ou polygéniques à éléments décimétriques. Ces brèches sont connues sur l'ensemble du massif des Pyrénées et nommées « brèche limite » de par leur position stratigraphique au sommet du Jurassique et à la base du Crétacé inférieur (Peybernès, 1976). Elles forment des masses irrégulières très largement développées dans la plupart des affleurements de Malm. On observe deux types de brèches :

- 1- Des brèches monogéniques à blocs anguleux provenant de l'encaissant séparés par des veines de calcite. La calcite semble avoir cristallisé dans les

espaces vides causés par une fracturation de la roche ;

- 2- Des brèches polygéniques à éléments, d'origine très locale, de calcaires jurassiques et crétacés, anguleux à émoussés, liés par un ciment calcaire pouvant avoir parfois une coloration rouge. L'interprétation proposée est une fracturation tardive et une sédimentation locale en lien avec un épisode de paléokarstification. Ces brèches peuvent être considérées comme intraformationnelles. La coupe du Col Saint-Louis montre 70 m de brèches, d'abord monogéniques puis polygéniques, surmontées par 50 m de calcaires blancs massifs avec, à la base, *Clypeina jurassica* et, au-dessus *Triploporella neocomiensis* et *Pseudotextulariella courtionensis* (Jaffrezo, 1980).

n1-3M. Formation de Miayra. Calcaires recristallisés indifférenciés du Néocomien de la couverture du massif de Bessède-de-Sault (Berriasien à Hauterivien). Cette formation rassemble des calcaires recristallisés pour lesquels la reconnaissance des faciès et l'attribution stratigraphique est rendue difficile. Ils ont été reconnus dans la forêt de Miayra à l'ouest de la route menant au Clat (donc affleurant principalement sur la feuille d'Ax-les-Thermes voisine). L'ensemble des observations convergent vers les faciès du Néocomien. Ont été observés des calcaires recristallisés blancs, gris à mouchetures rouges, marron à minéraux sombres, noirs à veines de calcite, roux en plaquettes. La base de la formation correspond fréquemment à des brèches monogéniques, et plus rarement polygéniques, à patine grise à éléments de calcaire blancs, gris sombre et noirs. La bréchification est liée à la proximité de la « ZIM » (Zone interne métamorphiques) et des accidents majeurs qui la bordent ou lui sont proches.

n1-2a. Formation des Calcaires roux en plaquettes (Berriasien supérieur à Valanginien inférieur). Bien que mince (une trentaine de mètres), cette formation est presque toujours présente dans les masses carbonatées du Malm – Crétacé inférieur au sein desquelles elle constitue un excellent niveau repère. Elle affleure régulièrement et de manière souvent très continue dans la partie nord de la feuille et dans la couverture mésozoïque du massif de Salvezines où J.-P. Wallez (1974) décrit une coupe sur la rive ouest de la Boulzane.

Il s'agit de calcaires micritiques noirs à algues (N1) surmontés par des marnes et de calcaires marneux graveleux ou oolithiques à patine jaune à rousse caractéristique (N2). On y a signalé, dans la partie nord de la couverture du massif de Salvezines (Wallez, 1974) des Algues Dasycladacées : *Kopetdagaria iailaensis*, *Macroporella embergeri*, ainsi que des Foraminifères : *Choffatella pyrenaica*, *Acicularia sp.*, et des débris d'Echinodermes et d'Ostracodes (Bousquet, 1975).

n2-5a. **Formation des Calcaires néocomiens à barrémiens : calcaires blancs à Rudistes et Orbitolines, calcaires urgoniens indifférenciés (Valanginien à Aptien inférieur : Bédoulien inférieur).** Cette formation constitue une bande E-W continue à travers la carte près de la bordure nord de celle-ci. Une deuxième bande E-W de taille réduite affleure plus au sud, juste à l'Est de Puilarens jusqu'à Saint-Paul-de-Fenouillet. Enfin, ces terrains affleurent dans les gorges de St-Georges, la forêt d'En Malo, tout le long des reliefs calcaires du Pic d'Estable, où ils sont fortement recristallisés, et à l'Est du massif de Salvezines. Dans cette vaste zone ceinturant le massif de Salvezines, les deux formations supérieures du Néocomien n'ont pu être reconnues et ne sont pas distinguées des calcaires barrémiens sus-jacents.

En règle générale, seuls les microorganismes permettent de diviser cet ensemble lithologiquement très homogène de calcaires massifs à patine blanche formant l'Urgonien inférieur (300 m environ). Dans la région du col de Saint-Louis (?) on peut ainsi distinguer (Jaffrezo, 1980) des calcaires à *Valdanchella miliani*, *Pfenderina neocomiensis* et *Pseudotextularia salevensis* (Valanginien), puis des calcaires à Orbitolines : *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Orbitolinopsis buccifer* et à algues Dasycladacées : *Likanella danilovae*, *Salpingoporella genevensis*, *Salpingoporella muehlberghii*, *Pseudoactinoporella fragilis*, *Angioporella fouryae* et enfin des calcaires à *Iraqia simplex* qui pourraient être (Peyberness, 1976) un équivalent latéral des marnes bédouliennes (n5a).

Dans la région des gorges de St-Georges, les calcaires massifs clairs barrémiens, parfois graveleux, souvent recristallisés et tectonisés, forment les reliefs de Fontenilles. Ils sont suivis par les calcaires marneux noirs à Serpules, Ostracodes et tiges de Charophytes ayant livré *Iraqia simplex* du Bédoulien supérieur (Wallez, 1974).

Dans la région des gorges de Pierre-Lys, entre le dernier surplomb rocheux des gorges et la passée marneuse située après les tunnels, affleure un complexe d'une centaine de mètres de calcaire cryptocristallin, gris à noir, à stratification massive, à nombreux petits Rudistes, renfermant *Paleodictyoconus sp.*, *Palorbitolina lenticularis*, *Pseudocyclamina hedbergi*, *Pseudotextulariella cf. scarsellai*, *Pfenderina globosa*, et algues Dasycladacées, du Barrémien supérieur (Bousquet, 1975).

Au Nord de Quirbajou, entre le Sucques de la Serre et le Pech Pelat, le sentier recoupe l'anticlinal Pierre-Lys – Picaussel et son noyau néocomien. Celui-ci comprend de bas en haut de la série (Bousquet, 1974) : les calcaires cristallins gris clair à blancs partiellement recristallisés (N1) à *Trocholina alpina-elongata* et de nombreuses Dasycladacées ; des calcaires gréseux roux (N2) de 10 m de puissance ; des calcaires gris clairs grumeleux à *Pseudocyclamina lituus*, Dasycladacées, Miliolites et débris de Gastéropodes ; des calcaires graveleux beige à petits rudistes (N3) à riche microfaune benthique *Pfenderina neocomiensis*, *Pseudotextulariella salevensis*,

valdanchella miliani, *Paracoskinolina pfenderae*, *Pseudocyclamina lituus*, *Trocholina alpina-elongata*, *Quinqueloculina*, *Salpingoporella annulata*.

n5a. Formation des Marnes de las Courtilles : marnes et marno calcaires (Aptien inférieur : Bédoulien supérieur). Cette formation, également connue sous le nom de « marnes à Deshayesites » d'après J.-P. Bousquet (1975), n'est individualisée que dans la partie occidentale du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (bande cartographique étroite de part et d'autre de St-Martin-Lys, affleurements de Puilaurens et Salvezines). Plus à l'Est, elle passe latéralement aux calcaires urgoniens avec lesquels elle est alors groupée (n2-5a). Ces marnes argilo-silteuses, parfois schisteuses, noires ou jaunâtres (150 – 200 m d'épaisseur) ont livré quelques Ammonites dans les régions de Saint-Martin-Lys et de Quirbajou : *Dufrenoya dufrenoyi*, *D. cf transitoria*. (Esquevin *et al.*, 1971), *D. lurensis* et *Deshayesites deshayesi* (Bousquet, 1975). On y trouve aussi quelques Paleorbitolines et des Oursins dont *Toxoaster collegnoi*.

n5b1i. Formation des Calcaires du Roc de la Brouyère : calcaires blancs à Rudistes (base de l'Aptien supérieur : Gargasien inférieur). Ces calcaires de type urgonien sont individualisés sur la partie occidentale du territoire de la carte, au niveau des gorges de la Pierre-Lys, du flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet le long d'une falaise E-W passant par St-Martin-Lys, et dans la lame de Puilaurens. La coupe de référence dans les gorges de l'Aude peut être résumée ainsi (Bousquet, 1975) : à la base, des calcaires microcristallins, gris, à Rudistes abondants (*Toucasia*) et Polypiers, suivis d'une passée de calcaires graveleux à algues et orbitolines ; au sommet, des calcaires noirs cryptocristallins ou légèrement marneux à Mésorbitolines abondantes (*Mesorbitolina parva*) et débris d'Echinodermes (Bousquet, 1975 ; Peybernès, 1976). Leur épaisseur est assez variable (de 100 à plus de 200 m).

n5b1s. Formation des Marnes de Quirbajou : marnes et marnocalcaires à Orbitolines (Aptien supérieur : Gargasien supérieur). Cette formation est bien visible en continue sur de longues distances sur les flancs nord et sud du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet mais son épaisseur est extrêmement variable (de l'ordre de 700 m à l'Est de l'Aude et guère plus de 100 m à Malabrac). Il s'agit d'un ensemble de marnes sombres plus ou moins calcareuses et souvent gréseuses contenant en abondance *Mesorbitolina minuta*, ainsi que des huîtres et lamellibranches divers. Cette formation a fourni des Ammonites : près de Quirbajou, *Cheloniceras buxtorfi* (Esquevin *et al.*, 1971) et dans la région de Malabrac à l'Est du col St-Louis, *Epicheloniceras tschernyschewi* et *parahoplites aff. cunningtoni* ainsi que des Brachiopodes : *Rhynchonella gibbsiana*, *Rectuthyris depressa*, des Lamellibranches: *Exogyra aquila*, *Plicatula Placunea* et des gastéropodes *Purpuroidea gasullae*, *Ampullospira praelonga* et *Fimbria cunningtoni* (Collignon *et al.*, 1968).

n5b2i. Formation des Calcaires de Quirbajou : calcaires récifaux à Floridées (Aptien supérieur : Clansayésien inférieur). Ces calcaires blancs massifs sont les calcaires de type urgonien les plus jeunes. Ils sont cartographiés principalement sur le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (en deux entités bien séparées), mais également sur le flanc sud au niveau d'une bande étroite au SW de Saint-Paul-de-Fenouillet. Leur épaisseur peut dépasser 300 m, mais ils peuvent aussi disparaître totalement par variation latérale de faciès. Dans ce cas, les niveaux marneux situés en dessous et au-dessus sont réunis sous l'indice n5b1s. Ces calcaires contiennent (Wallez, 1974 ; Bousquet, 1975) des Mesorbitolina texana, des Rudistes (Toucasia), des Bryozoaires, des Polypiers et des Algues Floridées encroûtantes (*Archaeolithothamnium rude*). Au NW de Prugnanes, ils ont fourni une Ammonite à leur sommet : *Hypacanthoplites rubricosus* (Collignon *et al.*, 1968).

n5b2s. Formation du Rébenty : marno-calcaires gréseux sombres (Aptien terminal : Clansayésien supérieur à Albien basal). Cette formation n'a été individualisée que dans le flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, entre Axat et Quirbajou. Au Sud de Quirbajou, elle contient des lentilles calcaires interstratifiées qui présentent le même faciès que les calcaires à Floridées sous-jacents. Il s'agit de marno-calcaires finement gréseux compacts, noirs, à patine grise ou ocre. Ils sont stratifiés en bancs épais qui se succèdent en une suite monotone. Dans la formation, dont l'épaisseur varie entre 250 et 500 m de puissance, on a recueilli des Bélemnites, *Exogyra aquila*, des fragments d'*Hypacanthoplites*. À l'Est du méridien de Caudiès-de-Fenouillèdes, la limite avec les marnes noires albiennes n'a pu être précisée. La base de l'ensemble alors bloqué sous l'indice n6 a fourni, au NW de Prugnanes et au Sud des gorges de Galamus : *Hypacanthoplites rubricosus*, *H. plesiotypicus*, *H. elegans*, *H. anglicus*, *H. Milletioides* (Collignon *et al.*, 1968).

n5c-6A. Formation d'Axat : marnes sombres à intercalations gréseuses (Aptien terminal : Clansayésien supérieur à Albien inférieur). Ces marnes noires affleurent très largement sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet où elles forment toute la partie centrale du synclinorium éponyme, ainsi que l'essentiel de ceux d'Axat-Fosse et de la forêt de Boucheville. Dans ce dernier secteur, le métamorphisme a transformé en cornéennes les marnes de l'Aptien et de l'Albien que l'absence de datation a conduit à regrouper sous l'indice n5- 6M détaillé ci-après.

Dans la région d'Axat où elle compte 200 m de puissance, la formation est uniformément constituée de marnes silteuses et argileuses, affectées de plans de schistosité qui leur donne souvent un débit « crayon » d'après J.-P. Wallez (1974). Plus à l'Est, cette très puissante série de marnes noires (épaisseur d'ordre kilométrique) a fourni des Ammonites au Sud des gorges de Galamus : *Hypacanthoplites rubricosus*, *H. plesiotypicus*, *H. elegans*, *H. anglicus*, *H. milletioides* (Collignon *et al.*, 1968).

n6bcA. Formation d'Artigues : pélites claires à intercalations de silts et argilites noires (Albien moyen à supérieur). Ce puissant ensemble de pélites, silts et argilites d'Artigues occupe la majeure partie du synclinorium d'Axat. La formation est composée, d'après J.-P. Wallez (1974), d'une importante masse de pélites claires (grises à brunes) dans laquelle viennent s'intercaler de petits bancs (5 à 15 cm) de silts. Ces bancs silteux présentent souvent une organisation séquentielle de type turbidite ; ils peuvent présenter également des lamines parallèles seules et certains bancs, plus gréseux, contiennent Spicules et Stomiosphères. L'épaisseur de l'intervalle pélitique est très variable et peut aller de quelques décimètres à une cinquantaine de mètres avec cependant une fréquence plus élevée des bancs silteux au sommet de la formation. Ces pélites et silts clairs sont associés à des argilites noires « carburées » qui admettent à leur sommet des nodules calcaires noirs ou limoniteux. Sur toute la hauteur de l'ensemble d'Artigues se rencontrent de petits olistolithes isolés de marno-calcaires gréseux de la formation du Rébenty.

La formation d'Artigues a fourni trois fragments d'Ammonites mal conservées rapportées au genre *Hypacanthoplites* dont *Hypacanthoplites Jacobi*, ainsi que des Ostracodes et quelques nanofossiles. L'ensemble de cette faune ainsi que des arguments de position par rapport aux formations sous-jacentes d'Axat et du Rébenty et sus-jacente du flysch créacé supérieur permettent d'attribuer la formation à l'Albien moyen à supérieur (Wallez, 1974). Par son organisation séquentielle de type turbidite et son âge albien inférieur basal, la formation d'Artigues est un équivalent latéral et chronologique du groupe du flysch noir (Souquet *et al.*, 1977), connu plus à l'ouest de la chaîne.

n6bcSA. Formation de la Serre des Aiguilles : complexe de calcschistes et grès-quartzites (Albien moyen à supérieur). Cette formation affleure au Nord du massif de Salvezines entre Axat et Puilaurens, ainsi que sur la feuille voisine d'Ax-les-Thermes en position similaire au Nord du massif de Bessède-de-Sault. Elle est considérée comme l'équivalent de la formation d'Artigues et attribuée comme elle à l'Albien moyen à supérieur (Wallez, 1974). Elle se compose de deux membres :

- les grès quartzites (n6bcSAq) extrêmement durs, de teinte lie de vin ou vert de gris en raison des nombreux oxydes qu'ils renferment, apparaissent sous forme d'une masse homogène découpée de diaclases ; ils sont composés de 40 à 70 % de quartz en grains à contours diffus corrodés, ciment de calcite et de silice, et minéraux phylliteux ;
- les calcschistes gris (n6bcSA), en petite strates centimétriques sont associés aux grès-quartzites sur le flanc sud du synclinorium d'Axat et dans la forêt du bac d'Estable. Ils contiennent quelques petits bancs durs et noirs, calcaréo-marneux, calcaires et siliceux ou à faciès grès-quartzites. Les calcschistes se retrouvent en association avec les argilites noires

« carburées » de la formation d'Artigues avec laquelle le complexe de la Serre des Aiguilles s'indente.

c1-2. Formation de Labeau : brèches à olistolithes et flysch calcaréo-gréseux (Cénomaniens – Turonien). Cette formation, la seule attribuée au Crétacé supérieur, est la plus récente du Mésozoïque dans la région couverte par la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Elle affleure au cœur du synclinal d'Axat-Fosse, principalement au niveau de la forêt de Madrés, et de manière plus localisée juste à l'Ouest de Puilaurens.

Cet ensemble débute par des brèches contenant à son sommet d'énormes blocs calcaires remaniés (olistolithes pluridécamétriques) provenant du Néocomien, du Barrémien et de l'Aptien (SE de Marsa, Pech de Nadieu, Rach de Langlade). Les brèches sont chaotiques à éléments provenant tous de l'épaisse série schisteuse albienne sous-jacente (marno-grès, silts, grès-quartzites) et à matrice marneuse abondante. Le flysch calcaréo-gréseux à microbrèches sus-jacent peut présenter une organisation en séquence de type turbidite. Il a fourni des *Rotalipora* et des *Praeglobotrucana* indiquant le Cénomaniens. Dans la région d'Espezel (feuille Ax-les-Thermes, en préparation), Il a été aussi recueilli *Globotrucana sigali* qui indique un âge Turonien à Coniacien (Wallez, 1974).

Formations métamorphiques

Dans la zone interne métamorphique (ZIM), où les fossiles ont totalement disparu, les attributions d'âge du protolithe des marbres, fondées sur des comparaisons de faciès souvent douteuses, sont fortement sujettes à caution.

Si les grands affleurements de marbres noirs de la forêt de Boucheville peuvent être attribués à l'Aptien-Albien sans grand risque d'erreur, en revanche, l'interprétation stratigraphique des faciès de marbres blancs qui, plus à l'Ouest, affleurent largement, est plus délicate.

Deux interprétations d'attributions stratigraphiques pour les protolithes ont été antérieurement proposées pour cet ensemble de marbres. Selon la carte géologique à 1/80 000 de Quillan 3^{ème} édition (Casteras *et al.*, 1967), les intercalations marneuses de la vallée de l'Aiguette et du Sud du Clat sont attribuées à l'Albien et les calcaires, bien que prudemment notés "Secondaire indifférencié", sont implicitement considérés comme surtout crétacés. Plus tard (Meurisse, 1973), les marnes ont été attribuées au Lias supérieur et les calcaires au Lias inférieur et, accessoirement, au Malm.

Les observations réalisées par D. Leblanc sur le territoire de la carte Saint-Paul-de-Fenouillet permettent d'apporter les éléments suivants (pour des raisons de simplification du propos, seul le protolithe des roches est considéré dans ce qui suit) :

- la présence de calcaires d'âge crétacé nous paraît certaine car un passage vertical tout à fait continu et progressif, attestant une continuité de sédimentation, peut parfois être observé entre ces calcaires et les marnes apto-albiennes de Boucheville. Dans le secteur à l'Est du Tuc de Gaubeille, il y a même passage à la fois vertical et latéral des calcaires aux marnes, exactement comme dans l'Aptien du synclinal de Saint Paul ;
- l'âge liasique de la plupart des intercalations marneuses est admis en raison, en particulier, de la composition chimique des marnes et de l'abondance des dolomies dans les roches encaissantes ;
- nous sommes amenés à inverser très souvent la polarité de la série par rapport à ce que proposait M. Meurisse (1973) : le Lias marneux ceinturerait des anticlinaux de Lias inférieur et non des synclinaux de Malm. En effet :
 - 1- Cette disposition anticlinale est plus en accord avec la position topographique de ces structures (fond de la vallée de l'Aiguette) ;
 - 2- Les brèches intraformationnelles de la vallée de l'Aiguette rappellent beaucoup plus les faciès du Malm non métamorphique que ceux du Lias inférieur ;
 - 3- L'interprétation de M. Meurisse oblige à donner au Lias inférieur calcaire une épaisseur de plusieurs centaines de mètres très supérieure à celle de l'ensemble liasique connu dans la région ;
 - 4- Deux bonnes coupes nous ont fourni une polarité claire : au Sud du Clat où des calcaires rouges caractéristiques du Sinémurien bordent un affleurement de Lias marneux et dans la zone du ruisseau de la Resclause où ont été observées des dolomies bréchiques et vacuolaires typiques de l'Hettangien.

MD. Formation des marbres blancs : membre des marbres calcaires dolomitiques, parfois impurs, souvent rubanés et des cornéennes (Lias ?). Au sein des marbres de la ZIM, affleurent des marbres dolomitiques pouvant être riches en scapolite. Le passage entre ces marbres dolomitiques et les marbres blancs foliés s'effectue fréquemment par un faciès de cornéennes sombres, compactes, à grain fin, en particulier à l'Est du Clat, dans la vallée de l'Aiguette entre l'usine de Nentilla et Ste-Colombe-sur-Guette, que les auteurs ont attribué au Lias marneux du Toarcien par similitude de faciès (Meurisse, 1973 ; Wallez, 1974). Ainsi, il constitue pour ces auteurs de précieux repères au sein des masses calcaires du Lias inférieur et du Jurassique moyen à supérieur généralement assez homogènes dans la zone métamorphique, pour identifier des plis anticlinaux à cœur de Lias inférieur calcaire (Wallez, 1974) ou synclinaux à cœur de marbres du Jurassique supérieur (synclinal de Cap de Bouc, Meurisse, 1973). Les affleurements de cornéennes étant de faible extension latérale, les marbres dolomitiques et les cornéennes ont été rassemblés dans la même unité. Les structures complexes observées à l'échelle d'un affleurement sont difficiles à corrélérer d'un affleurement à l'autre et donc

difficilement cartographiable à l'échelle de la carte. Le lecteur est invité à lire les travaux de M. Meurisse (1973) pour étudier ces structures.

Mi. Formation des marbres blancs : membre des marbres foliés riches en scapolite, avec niveaux rubanés. Cette formation affleure dans la partie occidentale de la feuille, dans la ZIM. Les marbres sont clairs, de couleur blanche à grise. Ils correspondent à des calcaires ou dolomies purs recristallisés dans lesquels les cristaux de calcite sont plus ou moins gros. Les marbres dolomitiques présentent fréquemment un faciès saccharoïde à cristaux plurimillimétriques caractéristiques. Une odeur de soufre peut même se faire sentir à la cassure de ces faciès, indiquant sans doute qu'il s'agissait de la dolomie fétide du Jurassique moyen à supérieur. Les marbres présentent fréquemment un rubanement marquant la foliation. Des niveaux riches en scapolite généralement orientés dans la foliation sont fréquents. On y signale également des minéraux silicatés tels que le phlogopite et le diopside (Meurisse, 1973).

MiBr. Formation des marbres blancs : membre des brèches à éléments de marbres anguleux (cataclase ?). De nombreux niveaux de brèches affleurent au sein de la formation des marbres. Les brèches sont polygéniques à éléments de taille millimétrique à décimétrique, de marbres parfois rubanés, dans un ciment carbonaté marmoréen gris ou souvent jaunâtre. Une patine grise recouvre la plupart du temps les roches, empêchant l'observation des brèches qui n'apparaissent qu'à la cassure fraîche.

Ces brèches affleurent en particulier le long des accidents bordant la ZIM où elles correspondent aux brèches cartographiées comme « post-albiennes » sur la feuille de Rivesaltes voisine. Une imposante barre de brèches affleure par exemple le long de la FNP dans la vallée du ruisseau de la Rivierette au Sud de Gincla. Au contact avec les cornéennes de Boucheville, se dresse sur plus de 30 m de haut une falaise de roches à patine grise. À la cassure la roche révèle une brèche à éléments décimétriques de marbres blancs et noirs dans un ciment métamorphique orangé.

Un affleurement caractéristique se trouve le long de la D619 dans la vallée de l'Agly, en limite avec la feuille Rivesaltes. Les brèches ont ici le faciès dit « brèches de Baixas » ou les blocs de marbres polygéniques anguleux sont pris dans un ciment rouge contenant des micas métamorphiques dont les relations avec la matrice, relictuels ou néoformés, restent incertaines. L'origine et l'âge de ces brèches (sédimentaires, tectoniques ou tectono-sédimentaires) observées dans l'ensemble de la ZIM est débattue depuis longtemps (Golberg *et al.*, 1986 ; Debros *et al.*, 2010 ; Lagabrielle *et al.*, 2010). Elles contiennent des éléments de marbres à scapolite et sont par conséquent postérieures au pic de métamorphisme de haute température-basse pression. La recristallisation de la matrice indique que l'événement métamorphique n'était pas encore terminé lors de leur mise en place, qui serait donc antérieure au Santonien.

n5-6M. Formation des marbres noirs de Boucheville (Aptien – Albien).

Cette formation occupe une vaste superficie au niveau du synclinorium de la forêt de Boucheville. Elle se trouve également sous la forme d'une lentille tectonique intercalée par failles au sein des gneiss de Bélesta, dans le massif de l'Agly. Elle regroupe 2 membres dont le passage entre les divers types pétrographiques est continu (Golberg, 1987). De la base vers le sommet le passage est progressif depuis des calcaires sombres, à des grès calcaireux, puis à des alternances de niveaux calcaro-gréseux et grésopélimitiques. La limite cartographique dessinée d'après Golberg (1987) est arbitraire et correspond à 20 % de calcite dans la roche (Golberg, 1987). De la base au sommet, on rencontre 2 membres :

- **n5-6MGC** : le membre des Grès Calcaireux est formé à la base par des calcaires sombres qui peuvent contenir : orthose noire, scapolite, clinopyroxène, amphibole. Ces calcaires marneux n'ont pas été individualisés sur la carte en raison de leur faible épaisseur. Des grès calcaireux de couleurs sombres, à grain très fin et d'épaisseur variable, ayant l'aspect de cornéennes typique où la stratification n'est pas visible, les surmontent. Leur aspect compact et leur cassure conchoïdale sont à l'origine de leur dénomination de « cornéenne ». En réalité, S1 est toujours identifiable soit par la présence de trainées d'oxydes de fer et de sulfures soit parce que les filons de calcite qui traversent la roche sont intensément plissés par la phase 1 ;
- **n5-6MF** : le membre Flyschoïde est formé par des grès plus ou moins pélimitiques à biotite qui sont caractérisés par une stratification/foliation (S0/S1) souvent bien visible, marquée par l'alternance de lits centimétriques à décimétriques carbonatés et grésopélimitiques. Des grenats millimétriques de couleur blanche peuvent parfois être observés dans les bancs les plus pélimitiques.

Si l'âge du protolithe était communément attribué à l'Albien après J. Ravier (1959), qui remarque que la composition chimique des marbres de Boucheville est identique à celle des marnes albiennes plus septentrionales, les découvertes postérieures d'âges aptiens pour d'autres formations marneuses décrites par J. Ravier permettent aujourd'hui d'en étendre les résultats pour le membre inférieur des grès calcaireux (Golberg, 1987). Le membre supérieur calcaro-grésopélimitique quant à lui, dont les alternances de type flyschoïde sont comparés aux flyschs datés dans les Pyrénées centrales (Debroas, 1978) est considéré comme ayant un âge Albien à Cénomaniens inférieur (Meurisse, 1973 ; Golberg, 1987).

Le métamorphisme se marque notamment par le développement de biotite, diopside et scapolite (très abondante) en cristaux anté-, syn- ou post-schisteux. La déformation est marquée par une foliation produisant un rubanement et plusieurs générations de plis associés à des schistosités tardives (*cf.* Déformation de la couverture mésozoïque nord-pyrénéenne).

Formations magmatiques

ω. **Basaltes doléritiques tholéitiques : Ophite.** Deux petites entités cartographiques sont rapportées à cette formation dans l'Ouest de la carte au sein des marbres (Mi) de la zone interne métamorphique au SE de Le Clat. Les ophites sont des basaltes doléritiques tholéitiques (Azambre *et al.*, 1987) qui affleurent largement dans le domaine pyrénéen. Reconnus par P.-B. Palassou (1781), ils se présentent, lorsque les corps intrusifs ne sont pas démembrés par la tectonique alpine, sous forme de sills pouvant atteindre une centaine de mètres de puissance et d'envergure kilométrique. Leur localisation quasi-systématique au voisinage -ou bien au sein- de formations évaporitiques du Trias supérieur (Keuper), ainsi que leur grande homogénéité d'ensemble, avait fait supposer, depuis longtemps (Viennot, 1927), une mise en place voisine de la limite Trias-Lias ; la présence de bordures figées au sein d'ophites au contact des seuls sédiments du Keuper (Lago et Pocovi, 1980) a renforcé une telle attribution. Les analyses géochronologiques ont confirmé que la mise en place des ophites est intervenue à la limite Trias-Jurassique :

- 1- Datations K-Ar sur plagioclase à 195 ± 8 et 197 ± 7 Ma réalisées sur des ophites provenant de sondages réalisés dans les régions d'Auch et de Louslitges, à l'écart du métamorphisme alpin pyrénéen (Montigny *et al.*, 1986) ;
- 2- Datation U-Pb sur zircon à $198,7 \pm 2,1$ Ma sur des ophites de la région de Bedous (Rossi *et al.*, 2003). L'âge des ophites des Pyrénées est comparable à celui du grand dyke de Messejana-Plasencia en Espagne (datations à $198,8 \pm 1,7$ et $204,7 \pm 2,5$ Ma, Sebai *et al.*, 1991). Le magmatisme ophitique est à rattacher à celui de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (Courtillet et Renne, 2003).

β. **Métabasaltes spilitisés.** Il s'agit ici d'un seul petit lambeau de lave basique qui semble intercalé dans le Trias moyen, juste au Sud de Sainte-Colombe-sur-Guette. Cette ancienne coulée a subi des transformations métamorphiques de type « spilitique » à rapporter à des conditions \pm hydrothermales de faciès schistes verts.

π. **Lherzolite.** Cette formation de péridotite à ortho- et clinopyroxènes bien connue plus à l'Ouest des Pyrénées, n'a été observée que sur un seul affleurement sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, dans les marbres au Sud du massif de Salvezines, dans la vallée du ruisseau de Faussivre. Le massif de Lherzolite mesure une vingtaine de mètres de large pour une longueur probablement d'une centaine de mètres, toutefois difficile à estimer. Le massif, de petite taille par rapport aux autres massifs de la chaîne, a été peu étudié. La Lherzolite est serpentinisée le long de plans de fractures. Elle est tectoniquement intercalée dans les sédiments métamorphiques albiens (n5-6M) de la forêt de Boucheville, près de leur limite nord, à une cinquantaine de mètres de la faille bordières méridionale du massif de Salvezines. Les processus de mise à

l'affleurement de ces roches mantelliques sont discutés plus loin (cf. « § Conditions de mise en place des entités géologiques et § Synthèse géologique et géodynamique »).

Veines et filons

Ab. **Albitites**. Ces roches particulières composées très majoritairement ou exclusivement de feldspath plagioclase de type albite, sont observées au sein des différents massifs granitiques et gneissiques de la carte. Elles ont été cartographiées séparément uniquement dans les massifs de l'Agly et de Salvezines. À l'affleurement, les roches albitisées présentent une teinte très claire à franchement blanche et une texture grenue équante (grain moyen), parfois cataclasée ou « protomylonitique ». Les albitites sont des roches hydrothermales qui se sont développées au cours du rifting albien qui a donné naissance aux bassins crétacé nord-pyrénéens (Fallourd *et al.*, 2014). Les âges obtenus sur les albitites de l'Agly et de Salvezines couvrent la période s'étendant de l'Aptien supérieur l'Albo-Cénomaniens (117 à 98 Ma).

De nombreuses veines d'échelle hectométrique et d'orientation E-W sont reportées au sein du granite de Salvezines, et notamment dans sa partie nord (Demange et Pascal, 1979) où elles ont été exploitées en carrières. Dans cette même partie nord du massif, les veines recoupent la couverture mésozoïque. Les albitites sont présentes également dans les gneiss de Bélesta (massif de l'Agly) où elles forment trois niveaux qui s'alignent sur près de 5 km selon une direction proche de E-W. Deux de ces niveaux sont cartographiés sur une longueur suprakilométrique. Sur la feuille Rivesaltes, les albitites sont très développées au sein du granite de St-Arnac, formant des veines d'extension cartographique également orientées E-W (Fontailles *et al.*, 1993), et sont localement observées au sein de roches basiques ou de micaschistes à andalousite et cordiérite (Berger *et al.*, 1993). Elles ont fait l'objet d'exploitation en carrières pour céramique.

Au sein des massifs granitiques de Quérigut et Millas, sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, des albitites s.s. ou des roches partiellement albitisées sont principalement associées aux zones de déformations ductiles à fragiles qui affectent le granite de Millas selon une direction à nouveau proche de E-W.

CENOZOÏQUE

Paléogène

Les dépôts cénozoïques anté-quaternaires sont très peu développés sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet.

e-gBr. **Brèches post-albiennes (Eocène à Oligocène)**. Cette formation affleure de manière localisée dans les gorges de Galamus. Ces brèches sont formées d'une accumulation polygénique de blocs calcaires et dolomitiques de taille décimétrique dont l'origine est souvent très locale. Ces brèches se situent fréquemment sur du Jurassique supérieur lui-même bréchique ce qui rend très difficile leur individualisation cartographique. Cependant, dans les cas favorables, les brèches contiennent des éléments marno-gréseux jaunes typiquement aptiens-albiens, qui témoignent de leur âge tardif, et elles peuvent aussi reposer en discordance sur du Crétacé (feuille Rivesaltes). Ces brèches paraissent résulter de remplissages karstiques. Le ciment, calcaire, est de teinte très variable, blanc, noir, rouge ou jaune. On attribue aux brèches un âge éocène (Mattauer et Proust, 1962) bien qu'une datation ponctuelle par palynologie du remplissage d'une poche située dans le chaînon de Galamus au Sud de Duilhac (feuille Tuchan, n°1078) ait fourni un âge oligocène (Azéma *et al.*, 1973).

Néogène

mCa, pCa, m-pCa. **Épandages de cailloutis alluviaux siliceux néogènes**. Ces matériaux alluviaux anciens sont souvent très démantelés et se présentent sous forme de galets siliceux épars, parfois très rares. En raison de leur importance pour restituer l'évolution néogène des reliefs, on les a néanmoins portés sur la carte, là où ils ont été observés. Le sens des écoulements est indiqué par des flèches noires. Il y a certainement deux générations de dépôts.

La plus récente est notée **pCa**. Elle affleure surtout au col Saint-Louis, où elle remblait une paléovallée à méandres encaissés que suit la D9. Une matrice très argileuse jaune orangé emballait des galets centimétriques et graviers, essentiellement de quartz, associés à de rares éléments quartzo-gréseux ferruginisés. Les galets peuvent atteindre 10 cm de grand axe ; ils sont bien usés et proviennent très certainement du remaniement des grès à dragées de quartz du Crétacé supérieur qui affleurent un peu au Nord (grès de Labastide de Camps). Des dépôts similaires existent dans une autre vallée à méandres encaissés, immédiatement au Nord de la carte, sur la feuille Quillan (Crochet *et al.*, 1989), en rive droite des gorges de Galamus (Pla de Lagal-Coume Tiols). Plus à l'Est, la vallée morte en berceau du Brezou renferme aussi quelques galets allogènes, dont on trouve encore des jalons piégés dans une poche karstique au-dessus du col de la Corbasse (dans le coin supérieur droit de la carte).

On a noté **p-mCa** des dépôts similaires qui jalonnent les replats de Quirbajou, vers 780-800 m, le long de la D81. De part et d'autre du tunnel, des poches karstiques renferment d'abondants galets de quartz, grès et quartzites paléozoïques (galets jusqu'à 10 cm), dans une matrice sablo-argileuse ocre jaune, avec d'abondants pisolithes ferrugineux. Ces matériaux rappellent nettement les nappes alluviales quartzzeuses qui recouvrent, un peu à l'Ouest et à la même altitude, le plateau de Sault (feuille Lavelanet, n°1076) et qui sont

assimilées classiquement à la formation plio-quaternaire du Lannemezan (Goron, 1937 ; Taillefer, 1951 ; Bilotte *et al.*, 1988 ; Calvet, 1996). Mais il n'est pas exclu qu'ils soient ici plus anciens et associés à l'aplanissement miocène moyen.

Enfin, on a noté **mCa** des épandages de petits galets de quartz associés à des paléofformes attribuées au Miocène moyen. Ils proviennent aussi des grès à dragées du Crétacé supérieur. Il s'agit encore de dépôts associés à des paléovallées aux fonds plats très larges et peu creusées sous les aplanissements culminants du Roc Paradet, mais nettement perchées au-dessus des vallées à méandres encaissés pliocènes. La trainée de galets la plus nette se situe entre Malabrac et le Col del Bedau, entre 700 et 770 m ; elle se poursuit au Sud du synclinal des Fenouillèdes par la trouée à fond plat, à 570 m, entre Roc Rouge et la Lias, qui gagne le bassin de Fosse. Vers l'Ouest, quelques galets allogènes jalonnent la large trouée en berceau du Pas del Corps (1 130 m), au Clat. D'autres jalons ponctuels existent plus à l'Est, sur la barre de Galamus, à l'entrée de la grotte de Romiguière et au Pla de Lagal. L'aval de ce système est bien connu sur les feuilles voisines de Rivesaltes (n° 1090) et Perpignan (n° 1091), les mêmes alluvions siliceuses jalonnant les plateaux calcaires de Tautavel, Latour de France, Cases de Pène et Baixas, où elles sont associées à très riches faunes de petits mammifères miocènes (Calvet, 1996 ; Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell *et al.*, 2009).

1) Altérites granitiques à boules, associées aux restes de hautes surfaces d'aplanissement et 2) Altérites sur les formations gneissiques et granitiques du massif de l'Agly.

- 1- Il s'agit d'arènes peu évoluées, cohérentes à leur base mais très friables ; l'essentiel des minéraux primaires semble conservé, mais on n'a aucune donnée analytique précise sur leur minéralogie. Ces altérites tapissent toutes les hautes surfaces des Pyrénées orientales, avec des épaisseurs parfois pluridécamétriques, par exemple sur les granites du Costabonne, ceux du Carlit ou sur les gneiss de l'Aston. La part des colloïdes ne semble pas dépasser 4 à 5 % des fines ; on y a déterminé des illites et des chlorites au Pla Guillem (Soutadé, 1980), des vermiculites très abondantes sur le Madrès (Calvet, 1996). L'âge de ces altérites peut être très approximativement fixé, à l'échelle régionale. Elles tapissent non seulement les hautes surfaces d'aplanissement, achevées au Miocène moyen, mais aussi des replats en contrebas. Les parois des cirques glaciaires quaternaires les recourent totalement, impliquant que les altérites sont antérieures au Quaternaire froid. La fenêtre chronologique favorable irait donc du Miocène supérieur au Pliocène inclus ;
- 2- Les formations gneissiques et granitiques du massif de l'Agly sont fortement altérées à l'affleurement. Ces altérites sont des isaltérites. C'est en particulier le cas pour les gneiss de Bélesta et de Caramany, mais aussi

pour la charnockite d'Ansignan. Les affleurements de roches fraîches sont rares. L'âge de cette altération n'est pas connu.

pTC. Travertins et calcaires lacustres (Pliocène). Le synclinal des Fenouillèdes renferme plusieurs jalons de tufs ou travertins de résurgences et de calcaires lacustres, qui occupent des positions très perchées, en général au sommet de buttes témoins. Ces dépôts sont surtout abondants entre Maury et Saint-Paul-de-Fenouillet et ils s'étagent clairement sur plusieurs niveaux. Les tufs à empreintes de feuilles peuvent passer, vers l'amont, à des brèches calcaires rouges très cimentées. On a pu mettre ces matériaux en relation avec des exurgences hydrothermales (Bakalowicz, 1990). Leur dernier jalon vers l'Ouest est au-dessus de Prugnanes.

QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les dépôts quaternaires sont peu représentés sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet. Les dépôts fluviatiles sont limités à un ruban discontinu au fond des vallées ; les dépôts glaciaires apparaissent au coin SW de la feuille dans les vallées et les cirques du Madrès et du Dourmidou ; les colluvions et dépôts de pente sont généralisés au-dessus de 1 500-1 800 m, beaucoup plus discontinus en dessous, mais ils n'ont pas été systématiquement cartographiés.

Formations glaciaires et proglaciaires

FGx. Dépôts proglaciaires anciens. Ils forment la grosse masse de matériaux caillouteux roulés, épaisse de 20 à 30 m au moins, entre le Clot del Pasquer et la Casteillane, mais aussi en rive droite de ce torrent. Ce dépôt se relie aux moraines latéro-frontales **Gx** décrites ci-dessous, avec le même degré d'altération. Il comporte des galets mieux roulés et des esquisses de litage, avec une matrice plus sableuse ; mais des passées limoneuses très compactées et quelques galets striés suggèrent un passage latéral immédiat à la moraine. Il existe un dépôt plus ancien non différencié sur la carte, qui n'affleure que très ponctuellement au virage du pont coté 1012, sur 2 m de haut, immédiatement au contact du substrat granitique. Il s'agit d'un matériel morainique indiscutable, très hétérométrique, désordonné et renfermant des galets striés de cornéennes. Son état d'altération est beaucoup plus poussé que les dépôts **FGx**, qui le ravinent clairement : les galets granitiques en fantômes représentent en effet 70 % du total. Il pourrait être noté **GW**.

Gx. Matériaux morainiques altérés pré-wurmiens. Ces matériaux, dont il n'est pas exclu que certains soient attribuables au Würm ancien, affleurent assez largement en haute Casteillane (Calvet, 1996). En l'absence de coupes, on ne les a pas encore retrouvés vers l'Aiguette. De même, ils existent vraisemblablement dans les parties les plus externes de la difffluence des Pâturages de Madrès, où les photos aériennes montrent jusqu'à 4 ou 5 cordons

latéraux juxtaposés. Leur état d'altération les individualise aisément de Gy : à l'échelle des galets décimétriques, on compte 15 à 20 % de galets sains, autant de fragiles ou friables et 30 à 35 % de fantômes. La coupe de référence est celle de l'ancienne carrière de talc à la Jasse de Caillau. Sur les schistes ocres à verdâtres reposent 10 à 15 m de till morainique, très riche en matrice fine limoneuse, bariolée ocre et gris. Les blocs de granite pluridécimétriques à métriques sont pourris à cœur pour certains, ou seulement munis d'un cortex arénisé décimétrique. La moraine wurmienne à blocs et galets sains, rarement fragiles ou arénisés pour les plus petits, ravine irrégulièrement le dépôt précédent, avec une épaisseur de 4 à 7 m. Sous une chape de gros blocs apparemment sains on retrouve la moraine altérée dans le long cordon de Ladou, en rive droite. Un autre cordon plus démantelé est recoupé en rive gauche par les lacets de la route, au Clot del Pasquer, entre 1 160 et 1 100 m.

Gy. Matériaux morainiques würmiens. La plupart des matériaux glaciaires visibles sur la feuille relève du dernier cycle froid. Les formes de cordons (les principaux cordons morainiques sont figurés en trait vert) sont parfois bien conservées et le matériel est très peu ou pas altéré. Les comptages dans les galets granitiques décimétriques indiquent 40 % de galets sains, 55 % de galets fragiles et le reste de galets friables ou en fantômes. La matrice est souvent sableuse, plus localement limoneuse ; la teinte d'ensemble est blanchâtre à gris clair. Le matériel est souvent très riche en gros blocs métriques à plurimétriques émoussés. Les moraines frontales des petits glaciers du Dourmidou sont remarquablement bien dessinées et renferment, au Clot d'Espagne par exemple, des galets striés très caractéristiques. Le front de la Casteillane est une masse assez informe où on ne peut limiter précisément l'avancée extrême du glacier. Par contre sur l'Aiguette et sur la diffluence des Pâturages de Madrès, on note plusieurs cordons fronto-latéraux bien dessinés.

Tpg. Obturations latérales würmiennes et tourbes tardi à postglaciaires. Ces dépôts existent à la Jasse de Caillau, sur la Casteillane, et de part et d'autre des cordons latéraux de la Moulinasse, sur l'Aiguette. Leur base est probablement détritique, fluvio-torrentielle et éventuellement deltaïque et lacustre. Mais les sondages ne les ont traversés que sur 3,6 m et n'ont recoupé que de la tourbe, sauf des sables et silts tourbeux dans les 20 cm de base. L'essentiel de la tourbe est holocène, mais la base a procuré plusieurs âges ¹⁴C entre 13 600 et 12 100 BP (non calibrés), ce qui place ces silts vers le Dryas ancien.

Gc. Moraines et dépôts divers des cirques. Peu représentés sur la feuille, ces matériaux sont contemporains de la déglaciation ou postérieurs. Dans la haute vallée de la Casteillane, il s'agit de cordons morainiques de retrait qui peuvent dater du Tardiglaciaire (Dryas inférieur). Ils sont associés à des apports fluvio-torrentiels holocènes, qui passent latéralement aux remplissages tourbeux notés T.

Formations de versants

Ebr. Brèches calcaires anciennes. Au Nord de la Faille nord-pyrénéenne (combe de Salvezines et au Sud de Saint-Paul-de-Fenouillet), ces matériaux ont été distingués en raison de leur position très perchée et de leur lithification très forte. Ils se sont formés au Pléistocène ancien et sont bien représentés et clairement individualisés dans le cadre régional (Calvet, 1996), où ils marquent la première occurrence indubitable de conditions périglaciaires jusqu'à basse altitude. Il y en a probablement plusieurs générations. Dans la combe de Salvezines, l'affleurement du Caunil arme le replat au-dessus du village : ce sont des grèzes périglaciaires litées, très homométriques, à éclats calcaires anguleux de 1 à 2 cm. Le ciment, vacuolaire, ocre brun, est très dur. Au pied sud de la barre calcaire de La Fou (la Garrigue), ces vieilles brèches sont épaisses d'au moins 20 m et perchées 70-80 m au-dessus de l'Agly. Le ciment est une pâte massive beige à rosée, plus blanchâtre en surface et un peu tuffeuse. La base est un matériel très hétérométrique, à blocs métriques et éclats centimétriques, suggérant une dynamique d'écroulements et de coulées boueuses. Le sommet est une classique grèze ou groize litée à gélifractes bien calibrés, de type clairement périglaciaire.

Au sud de la faille nord-pyrénéenne, dans le secteur de Ste-Colombe-sur-Guette, plusieurs entités de brèches consolidées ont également été cartographiées sur les versants. Elles descendent pour partie assez bas dans le vallon et sont donc alors en position moins perchée que les précédentes, mais elles en sont très proches par leur contenu (éléments calcaires anguleux, surtout pluricentimétriques) et par leur forte induration généralisée (à peu près sans ciment visible), même si celle-ci est localement moins marquée. L'épaisseur de ces brèches, généralement d'ordre métrique à plurimétrique, peut atteindre une bonne vingtaine de mètres. Une stratification fruste parallèle au versant peut être observée. Des poches de dissolution (karstification) sont également visibles sur les plus gros affleurements.

E. Éboulis. Les plus typiques sont au pied des barres et des corniches calcaires, où leur épaisseur peut dépasser la dizaine de mètres. Des zones d'éboulis de superficie importante sont cartographiées dans la Zone nord-pyrénéenne à proximité de Puilaurens, Salvezines, Axat ou du Clat.

Les faciès sont ceux de grèzes ou de groizes litées, d'origine périglaciaire. Il y en a probablement plusieurs générations. Les plus récents sont associés au bas niveau Fy, peu ou pas cimentés et surtout représentés dans les hautes vallées de la Boulzane et de l'Aude. D'autres, en général plus puissants, sont perchés au-dessus des vallées, rubéfiés en surface ou dans leur masse et cimentés ; ils sont attribuables aux crises froides du Pléistocène moyen. On citera par exemple les talus d'éboulis de St-Martin-Lys, ceux situés au Sud de la cluse de la Fou sur l'Agly, ceux de Salvezines en rive droite, perchés à 20 et 40 m, ceux enfin du col d'Aigues Bonnes, cimentés, rubéfiés et karstifiés, démantelés aussi

par une solifluxion plus récente. En domaine de socle, sur granite, ce sont soit des pierriers très grossiers, en exposition nord en amont de Mosset, soit des conglomérats limono-caillouteux soli-gélimflués, qui deviennent omniprésents sur les hauts versants non englacés du Madrès. Ces dépôts sont parfois anciens, altérés et rubéfiés, comme sur les lanières que recoupe la route de Saint-Paul-de-Fenouillet à Lesquerde, ou ceux formés sur les marnes albiennes à l'ubac de Peyrelade.

Formations fluviales, terrasses

Fu-p. Alluvions torrentielles (Pliocène ou Pléistocène inférieur. Ces dépôts, de caractère torrentiel et d'origine locale, sont conservés en inversion de relief sur une lanière proche cotée 633 m à l'aval du col de Begue, qui couronne les marnes albiennes au-dessus du col Campérié, au front nord du massif du Bac de l'Estable. Ils sont perchés à + 90 m au-dessus des ravins, mais 110 m au-dessus du col Campérié et 240 m au-dessus de l'Aude toute proche. Cela les situe dans un Pléistocène très ancien, sinon dans le Pliocène supérieur (d'où leur notation Fu-p). L'épaisseur est de l'ordre de 10 m ; des blocs sont associés à des cailloux et éclats de 2 à 5 cm, en désordre dans une matrice ocre vif ; on y note des calcaires, de la brèche massive remaniée du type du Caunil, des cornéennes et/ou des grès albiens. Les blocs calcaires sont corrodés et les grès albiens très altérés, terreux ou friables. Les marnes noires sous-jacentes sont aussi très altérées et bariolées d'ocre roux.

Fv. Alluvions du Pléistocène ancien. Ce vestige du haut niveau alluvial de la Boulzane domine le précédent. Il est fait de calcaires très corrodés, de quartz patinés, de schistes et de micaschistes migmatitiques très altérés, le tout posé sur un replat exigu à + 80 m.

Fw. Alluvions du Pléistocène ancien-moyen. Les terrasses anciennes ne sont représentées qu'à l'état de lambeaux démantelés, en rive droite de la Boulzane dans le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. On n'a localisé qu'un seul affleurement, vers + 50 m, mais des galets cristallins épars sur le versant de Peyrelade suggèrent l'existence d'autres lambeaux. Un autre existe sur l'Agly, immédiatement en amont d'Ansignan, dans le talus de la D 619.

Fx. Alluvions anciennes du Pléistocène moyen. Elles peuvent former plusieurs niveaux étagés, en particulier sur l'Agly en aval de Saint-Paul-de-Fenouillet. Le plus bas, noté **Fx**, a été représenté le long de la Boulzane, mais aussi en aval de Mosset. Cette nappe alluviale perchée jusque vers + 20-30 m est très altérée : le matériel granitique est en totalité fragile au marteau ou friable et arénisé, de teinte ocre vif en section ; la matrice peut être rubéfiée vers la surface ; en domaine carbonaté une cimentation en dalles plus ou moins continue existe en profondeur. Cette terrasse passe latéralement à des glacis de versant ou de piémont, à mince couverture plus ou moins ravinante d'éclats

calcaires : c'est le cas du panneau noté **Fx** au Nord de Saint-Paul-de-Fenouillet, sur la route de Galamus, ainsi que des cônes de piémont cimentés en arrière de Sournia.

Fy. Alluvions du Pléistocène récent (Würm). Ces dépôts forment des terrasses très caillouteuses perchées de moins de 10 m à une quinzaine de mètres au-dessus des lits actuels. Leur état d'altération est comparable à celui des moraines Gy. Les granitoïdes sont parfois arénisés et les galets calcaires montrent quelques marques de dissolution. En surface se développent des sols bruns. Cette terrasse a été distinguée sur la Boulzane et sur la Castellane en aval de Mosset, où elle est formée de deux banquettes étagées.

Fy-z. Alluvions récentes à actuelles (Pléistocène-Holocène). Le long de la Desix et surtout de la Casteillane en amont de Mosset, on n'a pu différencier les bas niveaux de terrasses caillouteuses Fy, attribuables au Würm, des très basses terrasses holocènes.

Fz. Alluvions très récentes à actuelles (Holocène). Elles occupent les fonds de vallée les plus élargis, principalement sur l'Aude vers Axat, la Boulzane et l'Agly vers Saint-Paul-de-Fenouillet. Elles ne sont pas toujours aisées à séparer des alluvions pléistocènes Fy. Ce sont des matériaux caillouteux à matrice sableuse, souvent très grossiers. Sur la Boulzane, la crue de 1992 est venue ponctuellement alluvionner sur ce bas niveau, confirmant son caractère sub-fonctionnel.

Formations palustres organiques (tourbes)

T. Tourbières actuelles. Non systématiquement cartographiées, elles sont développées dans les dépressions accidentant les plateaux granitiques (le Bousquet, la Clauze) et dans les cuvettes surreusées des vallées et cirques glaciaires du Madrès. Elles sont également associées aux dépôts d'obturation latérale derrière les moraines (**Tpg**). Quelques sites ont fait l'objet d'études palynologiques : la Clauze, col d'Auxière, source de la Boulzane-Salvanère, le Bousquet et la Moulinasse (Jalut, 1977 ; Reille et Lowe, 1993), avec des âges qui ne dépassent pas les derniers siècles (palynozone subatlantique) pour les trois premières, mais qui commencent au Dryas ancien (~16 ka) pour les deux dernières.

Dépôts anthropiques

X. Dépôts anthropiques. Ils correspondent à un talus d'une ancienne décharge, aujourd'hui un phénomène de glissement de terrain, le long de la route entre le col Campérié et la forêt des Fanges, au niveau du Pas-du-Loup d'une part, et aux déblais de carrières de l'ancienne exploitation d'albitite au Sud de Saint-Martin dans la formation des gneiss de Bélesta du massif de l'Agly, d'autre part. Ils n'ont pas été cartographié au niveau de la carrière de

feldspath (albite) de Salvezines pour privilégier la cartographie des filons d'albite.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

PALÉOZOÏQUE

Plutonisme hercynien

À l'échelle régionale, le plutonisme hercynien est bien représenté dans les Pyrénées. On le connaît dans la zone nord-pyrénéenne ainsi que dans la zone axiale. A. Autran *et al.* (1970) ont classé ces granitoïdes en fonction de leur niveau de mise en place dans la croûte. Ils distinguent ainsi :

- 1- Les massifs supérieurs, dont la composition évolue de granodiorites à hornblende jusqu'à des granites à biotite et rare muscovite, qui sont les plus nombreux (Mont-Louis, St-Laurent-La Junquera, Quérigut-Millas...). Ils se présentent sous la forme de massifs circonscrits recoupant les schistosités des terrains métamorphiques affectés par un métamorphisme épizonal. Ils sont fréquemment associés à des roches basiques, essentiellement dioritiques, qui constituent les termes précurseurs de ces granitoïdes (St-Laurent, Quérigut) ;
- 2- Les massifs intermédiaires (granite profond du Canigou, d'Ax-les-Thermes) qui ont des compositions de granite à deux micas, beaucoup plus alumineux, se mettent en place au niveau de la mésozone. Ils sont beaucoup plus petits et présentent des contours diffus ;
- 3- Les massifs inférieurs (charnockite d'Ansignan dans le Massif Nord-Pyrénéen de l'Agly) qui se mettent en place au niveau de la catazone.

Une description précise de la composition et des structures de l'ensemble de ces corps magmatiques est donnée par F. Debon *et al.* (1996) et dans la synthèse de A. Barnolas et J.-C. Chiron (1996). Les datations absolues, essentiellement par la méthode Rb-Sr, ont longtemps fait considérer ces massifs comme post-tectoniques (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a ; Fourcade, 1981 ; Majoor, 1988 ; Debon et Zimmermann, 1988). Toutefois, de nouvelles datations par la méthode U-Pb sur zircon leur attribuent un âge Westphalien (Romer et Soler, 1995 ; Paquette *et al.*, 1997 ; Roberts *et al.*, 2000) plus en adéquation avec les données structurales suggérant une mise en place syn- à tardi-tectonique. Pour la plupart d'affinité calco-alcaline, leur âge de mise en place varie entre 310 et 290 Ma (Aguilar *et al.*, 2014 ; Denèle *et al.*, 2014 ; Druguet *et al.*, 2014 ; Esteban *et al.*, 2015). Contrairement aux migmatites qui sont issues de la fusion de la croûte, ces plutons ont des sources hybrides ou mantelliques

(Guitard *et al.*, 1984 ; Kriegsman *et al.*, 1989 ; Debon *et al.*, 1996 ; Roberts *et al.*, 2000 ; Kilzi *et al.*, 2016).

À l'échelle locale, sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, ces plutons sont connus dans la zone nord-pyrénéenne (Massif de l'Agly) et dans la zone axiale (Massifs de Quérigut et de Millas).

Massif de l'Agly : conditions de mise en place de la charnockite d'Ansignan, du granite de Cassagnes et du granite de St-Arnac

L'intrusion charnockitique d'Ansignan, mise en place vers 307 ± 3 Ma (Tournaire Guille *et al.*, 2019) est en équilibre minéralogique avec son encaissant gneissique et traduit une mise en place dans des conditions symmétamorphiques de pression-température de $5 \pm 0,5$ kbar (et 700-800 °C) (Vielzeuf, 1984 ; Paquet, 1985), soit à une profondeur d'une quinzaine de kilomètres, dans la croûte moyenne. La charnockite d'Ansignan présente un chimisme de type calco-alcalin magnésio-potassique. La diversité chimique des enclaves est à relier à l'injection, depuis le manteau, de plusieurs magmas non cogenétiques (Touil *et al.*, 1996).

Les relations structurales de la charnockite avec son encaissant sont en partie discutées. M. Fonteilles (1970) a mis en avant le parallélisme global entre la fabrique magmatique de l'intrusion, la foliation des gneiss granulitiques encaissants et les contacts lithologiques. H. Bouhallier *et al.* (1991) précisent cette concordance en pointant l'orientation similaire de la linéation des gneiss au mur et au toit de l'intrusion. Ces auteurs attribuent donc une mise en place syntectonique de l'intrusion au cours de la déformation hercynienne majeure (D1). P. Olivier *et al.* (2008) décrivent de leur côté une obliquité entre les trajectoires des foliation et linéation synmagmatiques de la charnockite et celles de l'encaissant gneissique ; ils considèrent ainsi que sa mise en place s'est produite en contexte globalement syntectonique, mais entre les phases D1 et D2 de l'orogénèse hercynienne.

Les sills du Granite de Cassagnes, chimiquement proches de la charnockite bien que se différenciant minéralogiquement de cette dernière (absence d'orthopyroxène), sont associés à la charnockite et ont été mis en place à un niveau moins profond dans un environnement moins chaud (Berger *et al.*, 1993).

À la suite du réchauffement et de l'épaississement induits par la charnockite et les sills associés, la diorite de Tournefort puis le pluton granitique de St-Arnac ont été mis en place au Carbonifère supérieur, vers 304 Ma, à un niveau crustal plus superficiel (Olivier *et al.*, 2008 ; **Fig. 4**) : les conditions de pression estimées à la base et au toit du pluton sont respectivement de 2,5-3 kbar et

1-1,5 kbar (Vielzeuf, 1996), indiquant une mise en place entre environ 3 et 10 km de profondeur.

D'après D. Althoff *et al.* (1994), l'existence de cisaillements ductiles normaux au moins pour partie synmagmatiques, au sein de la charnockite, révèle une mise en place syntectonique en contexte extensif généralisé au Carbonifère supérieur. Pour ces mêmes auteurs, la mise en place du pluton de St-Arnac scellerait la fin de l'épisode extensif. P. Olivier *et al.* (2008) contredisent pour partie cette interprétation et placent la mise en place des plutons d'Ansignan-Cassagnes et de St-Arnac dans un contexte régional compressif à transpressif en accord avec les conclusions tirées par d'autres auteurs sur d'autres plutons plus occidentaux.

Le pluton apparaît en position basculée puisque la bordure méridionale du granite est rapportée à la base du pluton alors que la limite nord est interprétée comme proche du toit (Olivier *et al.*, 2008).

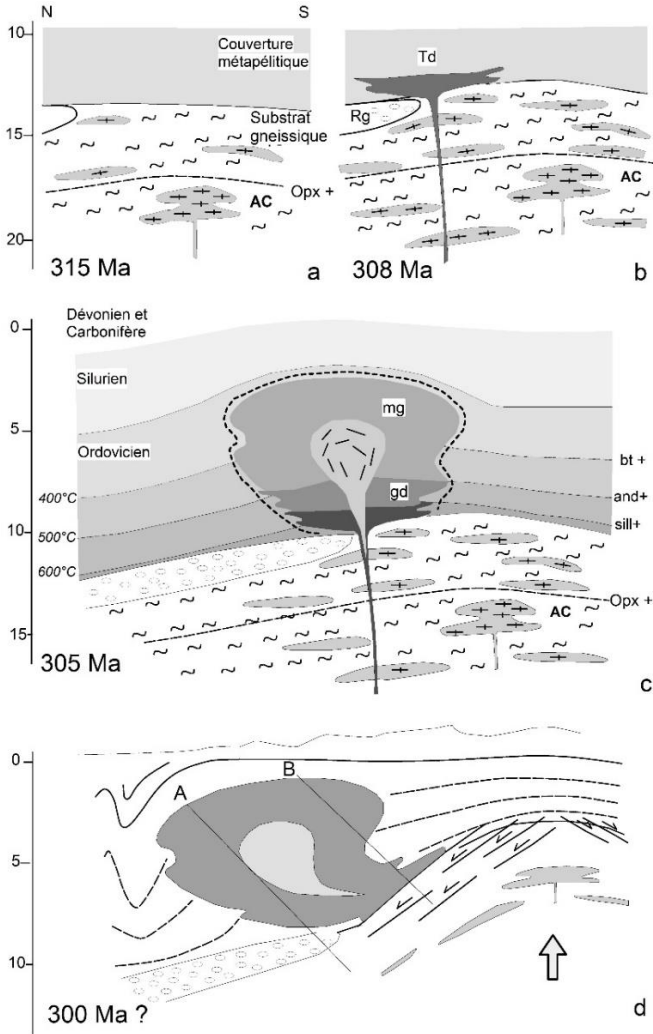


Fig. 4 - Coupes schématiques interprétatives à travers la croûte inférieure et supérieure du massif de l'Agly au cours du Carbonifère supérieur (Olivier *et al.*, 2008). (a) Mise en place de la charnockite d'Ansignan en laccolithe (AC) à ~ 315 Ma. (b) Mise en place de la Diorite de Tournefort (Td) à ~ 308 Ma ; Rg = Orthogneiss de Riverole. (c) Formation du dôme du massif de l'Agly provoquant un cisaillement normal en détachement vers le Nord de la semelle du pluton de St-Arnac, depuis des conditions de haute à moyenne température, à ~ 300 Ma. Les lignes A et B correspondent approximativement au niveau actuel d'érosion après le basculement alpin d'environ 45° au Nord.

Plutons de Quérigut et de Millas

Pétrogenèse (Géochimie – Pétrologie)

Sur la base de nombreuses études chimico-minéralogiques et géochimiques, F. Debon *et al.* (1996 ; et références citées) inventorient différentes hypothèses sur la pétrogenèse du pluton de Quérigut :

- le pluton peut être décrit comme une association « cafémique » de nature calco-alkaline avec légère affinité subalkaline, banale quant à son rapport Mg/Fe+Mg. Ceci étant, roches acides et roches basiques (diorites) dériveraient en fait de magmas bien distincts. Par ailleurs, le granite à biotite de Quérigut s.s., non représenté sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet, constituerait une association magmatique autonome ;
- à l'approche des corps basiques, les granitoïdes encaissants montrent des variations minéralogiques qui résulteraient d'importants échanges chimiques entre magmas acides et basiques et inversement, ces échanges seraient responsables, avec la différenciation magmatique, de la diversité des termes basiques ;
- compte tenu de leurs teneurs élevées en Mg, Cr et Ni, les roches ultrabasiques associées aux granitoïdes (« cortlandites », non observées sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet) représenteraient des roches cumulatives ;
- les tonalites et granodiorites de la partie méridionale du pluton présentent un déficit en Na et un excédent en K et Fe qui pourraient résulter d'une assimilation discrète mais significative de matériaux métasédimentaires et traduiraient des phénomènes limités d'endomorphisme.

Plus récemment, les études minéralogiques et géochimiques détaillées de M.P. Roberts *et al.* (2000) amènent ces auteurs, prudents dans leurs interprétations, à proposer cependant un modèle pétrogénétique que l'on peut résumer de la manière suivante :

- les matériaux crustaux à l'origine des granitoïdes du massif de Quérigut sont essentiellement d'origine ignée (\pm volcano-sédimentaire). Il pourrait s'agir d'anciennes roches volcanogéniques ou d'andésites basaltiques calco-alkalines, fortement potassiques ou non, et amphibolitisées, ou de métagraywackes andésitiques. Ces roches n'affleurant pas actuellement dans la chaîne pyrénéenne ;
- ces roches sources contiennent probablement une part variable d'un composant crustal recyclé qui a été sujet à l'altération superficielle (*cf.* les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$). La fusion partielle des roches crustales s'est probablement produite en réponse à un apport de chaleur par des magmas mafiques d'origine mantellique ;
- les compositions chimiques et les données isotopiques suggèrent que les tonalites-granodiorites et les monzogranites peuvent résulter de la fusion

d'un même matériau source et que l'unité tonalito-granodioritique représente un cumulat issu du magma à l'origine du monzogranite. Le granite tardif à biotite (non représenté sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet) représente un « jus » (« batch ») distinct des autres granitoïdes (cf. également Debon *et al.*, 1996) ;

- l'association commune des granodiorites-tonalites avec des roches basiques à intermédiaires suggèrent que les magmas felsiques et mafiques ont été mis en place de façon synchrone. Certaines diorites pourraient représenter les cumulats (« crystal cumulates ») des tonalites et granodiorites.
- bien que les preuves de « magma mingling » soient abondantes, le processus de « magma mixing » apparaît avoir été peu développé durant l'ascension et la mise en place du massif.
- M.P. Roberts *et al.* (2000) suggèrent, en accord avec des auteurs précédents (Fourcade et Allègre, 1981 ; Fourcade et Javoy, 1991), que des magmas mafiques d'origine mantellique ont joué un rôle important dans la formation du cortège plutonique de Quérigut. Il y a cependant peu de preuves que ces magmas seraient intervenus autrement que comme pourvoyeurs de chaleur.

Des caractères géochimiques et pétrogénétiques similaires sont reconnus dans le massif de Millas (voir la synthèse des Pyrénées coordonnée par A. Barnolas et J.-C. Chiron, 1996). L'ensemble des roches acides et basiques peut-être décrit comme une association cafémique de nature calco-alcaline, magnésienne à ferrifère. Cependant, comme dans le massif de Quérigut, les roches correspondent à une association composite réunissant trois groupes de roches non cogénétiques (Joly, 1982) qui sont :

- un granite central représentant un magma autonome alumineux et ferrifère ;
- des adamellites, assimilables à une série alumino-cafémique ayant un rapport Mg/Fe+Mg banal ;
- des roches basiques s.l. correspondant à une série cafémique, calcoalcaline et magnésienne.

Comme pour le massif de Quérigut, de puissantes interactions chimiques avec en particulier des migrations de Si et K vers le basique et de Ca, Fe, Mg vers l'acide, seraient responsables de la grande variation chimico-minéralogique. Selon D. Laffont (1981) et J.-L. Joly (1982), les roches basiques proviendraient d'une fusion du manteau tandis que les granitoïdes dériveraient d'une anatexie crustale. Pour J.-L. Joly (1982), le matériau source des granitoïdes serait proche par sa composition de certains gneiss du Canigou.

Profondeur de mise en place

À partir des minéraux du métamorphisme de contact dans les métapelites encaissantes, M.P. Roberts *et al.* (2000) estiment le massif de Quérigut s'est mis en place sous une pression maximale de 260-270 Mpa (2,6-2,7 kbar), ce

qui implique une intrusion à une profondeur relativement faible, de l'ordre de 8 km environ au sein de la croûte supérieure. Dans l'encaissant grésopélique du granite de Millas, se développent des assemblages à biotite, andalousite, cordiérite et même à cordiérite + feldspath potassique, sillimanite et feldspath potassique (Messaoudi, 1990). Bien qu'aucune étude thermobarométrique précise n'ait été faite, ces assemblages indiquent une mise en place du pluton de Millas à des pressions voisines à celles du pluton de Quérigut.

Dynamique de mise en place

Pluton de Quérigut – Des études structurales détaillées ont été effectuées dans les années 1970 (mesures de terrain et de pétrofabrication au microscope : Pons, 1970, 1971 ; Laffont, 1971 ; Marre, 1973, 1975) au sein du massif de Quérigut qui a longtemps servi de modèle pour ce type d'analyse dans les granitoïdes (Marre, 1982). Ces études montrent que les structures planaires fluides (liées à l'écoulement du magma) sont globalement concentriques et respectent la forme du pluton et des contacts pétrographiques.

L'analyse structurale d'ensemble effectuée dans le massif de Quérigut par J. Marre (1973) permet de décrire grossièrement le massif plutonique comme un entonnoir déversé vers le Sud et l'Ouest avec les unités de granitoïdes les plus récentes au cœur (*cf.* Guitard *et al.*, 1992).

Plus récemment, la structuration du pluton a été réexaminée à l'aide de la technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) par J.-B. Auréjac *et al.* (2004) afin de proposer, en corrélation avec les données structurales « classiques », un modèle de mise en place du massif par injections successives.

Pour le massif de Quérigut comme pour celui de Millas, la dilatation du volume de leur encaissant est nécessaire pour créer le volume énorme occupé par les plutons (1 000 à 2 000 km³) (Guitard *et al.*, 1992).

Le contexte tectonique de la mise en place du pluton de Quérigut vers 307 Ma (Roberts *et al.*, 2000) est discuté. Un certain nombre d'études ont suggéré une mise en place syntectonique en contexte compressif (par ex. Gleizes *et al.*, 1997). Mais l'abondance d'enclaves de roches basiques dans les granitoïdes pyrénéens ont permis l'hypothèse qu'un contexte régional extensif de décompression mantellique pouvait expliquer leur mise en place (Roberts *et al.*, 2000), ces mêmes auteurs considérant qu'un modèle unique de mise en place n'était pas adéquat. Plus récemment, J.-B. Auréjac *et al.* (2004) relie la mise en place du complexe de Quérigut au contexte transpressif dextre de la phase D2 hercynienne.

Pluton de Millas – À partir de l'analyse géométrique des trajectoires des structures planaires et linéaires basée sur l'orientation préférentielle de marqueurs (mégacristaux de feldspath potassique et enclaves basiques) et

d'études microscopiques, H. Messaoudi (1990) et H. Messaoudi *et al.* (1993) montrent que l'orientation des feldspaths potassiques est synchrone de la cristallisation et que les foliations observées dans le granite sont synmagmatiques. Dans le granite central et les unités périphériques, les foliations montrent une disposition planaire et dessinent un dôme. En revanche, à l'extrémité SW du massif et dans le secteur d'Arboussols, la foliation majeure se traduit par l'orientation des grands cristaux dans une mésostase montrant un début de déformation plastique. La foliation s'est ici développée dans un matériel fortement mais non entièrement cristallisé. La structure planaire est surface axiale de plis déterminant des indentations qui affectent les limites des unités, le passage de la foliation se faisant sans déflexion notable. Enfin, entre Rodés et le Col de Jau, la foliation est mylonitique et son développement est, pour une partie, d'âge alpin.

Selon H. Messaoudi *et al.* (1993), le pluton de Millas se met en place de la manière suivante :

- 1- Mise en place des unités périphériques au cours de la déformation D2 correspondant à un raccourcissement subméridien ;
- 2- Intrusion du granite du Pic de Toulouse au début du cisaillement régional D3 qui déforme en périphérie la partie occidentale du massif avec le développement de replis au niveau des contacts. Dans le secteur d'Arboussols, la déformation est cisailante. L'influence simultanée du cisaillement et de la mise en place de l'intrusion se traduit par le dispositif en S de l'extrémité sud-occidentale et la structuration en dôme dissymétrique dans la région d'Arboussols ;
- 3- Mise en place tardive de granitoïdes de type Rodés et Saint-Michel, puis d'un système filonien marquant la fin de l'activité magmatique.

La plupart des auteurs s'accordent aujourd'hui sur la mise en place des plutons de Quérigut et de Millas dans un régime transpressif dextre. Des études récentes (Denèle *et al.*, 2008) combinant des données structurales de terrain et celles issues de l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique à l'extrémité occidentale du pluton de Quérigut, le long de la zone de cisaillement de Mérens et intégrant les données pétrogénétiques des travaux précédents proposent à l'échelle régionale un modèle de mise en place des plutons de Quérigut et de Millas (**Fig. 5**). Selon ces auteurs, la zone de cisaillement de Mérens, intensément déformée, fonctionne à la fin de l'orogénèse hercynienne en régime transpressif dextre. Elle permet la montée de magmas par pulsations successives, le long de fentes de tension dans la croûte moyenne. Cette zone de transfert de magmas aurait ainsi permis l'emplacement d'Ouest en Est d'un pluton de Mérens aujourd'hui érodé, du pluton de Quérigut et du pluton de Millas. Les derniers stades de mise en place se caractérisent par des zones mylonitiques dextres d'orientation NW-SE.

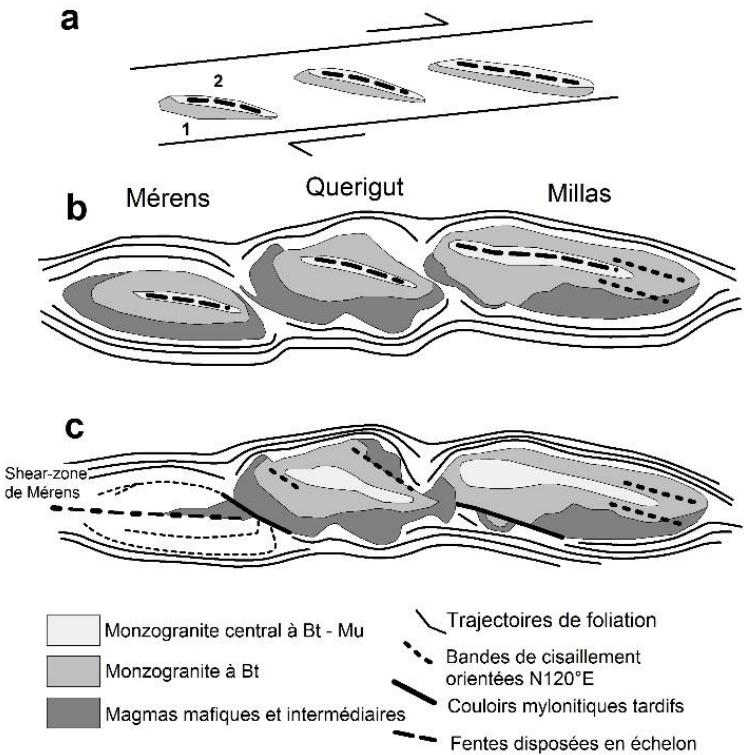


Fig. 5 - Modèle schématique de mise en place des plutons de Mérens, de Querigut et de Millas en régime transpressif dextre (Denèle *et al.* 2008). (a) remplissage magmatique (1 : magmas mafiques à intermédiaires, gabbrodioritiques, puis quartz-dioritiques et granodioritiques; 2 : magmas monzodioritiques) par pulsations successives de fentes de tension. (b) croissance des plutons. (c) formation de zones de cisaillement tardives de direction N120 au sein et en limites de plutons.

MÉSOZOÏQUE

Métasomatisme : les albitites

La formation des albitites est un processus métasomatique très typique dans lequel se développe tout un système de fronts (transformation des feldspaths et du quartz en albite, disparition de la chlorite, disparition finale de la muscovite). Les textures sont parfaitement préservées dans ces transformations, sauf dans une zone centrale (veine) constituée d'albite massive enchevêtrée. Ce processus

a été décrit en détail sur divers exemples par M.L. Pascal (1979). Le résultat final est une roche, poreuse ou non, constituée d'albite massive et de quelques accessoires (apatite, sphène ou rutile, parfois allanite). À un stade intermédiaire de transformation se développe parfois une biotite néoformée qui est remarquablement magnésienne.

Elles ont été cartographiées en tant que telles uniquement dans les massifs de l'Agly et de Salvezines. Elles sont également connues dans les gneiss de Bélesta ainsi que dans les plutons de Millas et de Quérigut.

D'après G.-M. Berger *et al.* (1993), les phénomènes d'albitisation se développent en particulier (mais pas nécessairement) en relation avec des zones fracturées E-W. Au sein des massifs granitiques de Quérigut et Millas, sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, des albitites s.s. ou des roches partiellement albitisées sont principalement associées aux zones de déformation ductiles à fragiles qui affectent le granite de Millas selon une direction à nouveau proche de E-W (Clavières, 1990).

Les albitites du massif granitique de Salvezines ont été décrites et étudiées en détail par P. Boulvais *et al.* (2007) à partir d'affleurements en carrière. Ces albitites se sont développées aux dépens du leucogranite principal et de veines de pegmatites sécantes, partiellement ou totalement albitisés. La texture granitique est préservée (ce qui plaide pour une altération isovolume au moins au cours des premiers stades de l'albitisation). En particulier, la texture perthitique des feldspaths potassiques originels est encore visible dans les roches partiellement albitisées. À ce stade, seuls ces derniers sont entièrement transformés en albite (composition proche du pôle pur de l'albite) et le quartz est absent suggérant le départ de la silice initiale, phénomène (épisylénisation) communément associé au métasomatisme alcalin dans les leucogranites hercyniens de l'Europe occidentale (Cathelineau, 1986).

La dissolution du quartz crée des vides dans lesquels cristallise de l'albite néoformée. Quelques rares carbonates (mélange de 20-40 % d'ankérite et de 60-80 % de dolomite) peuvent être observés entre les grains d'albite ou dans les pores. Les muscovites héritées montrent une extinction onduleuse et une déformation en kink bands alors que les muscovites néoformées des albitites ne sont pas déformées et présentent une structure typique de son origine métasomatique en « liasse » (« sheaflike ») ; elles sont par ailleurs beaucoup plus phengitiques. La formation des albitites du granite de Salvezines est maintenant datée du milieu du Crétacé à 100-120 Ma à partir d'âges obtenus sur muscovite néoformée (~ 117 Ma par Ar-Ar, Boulvais *et al.*, 2007) et sur monazite et titanite (~ 110 et ~ 98 Ma, U-Th-Pb, Poujol *et al.*, 2010).

Les phénomènes d'albitisation pyrénéens sont contemporains de la formation des gisements de talc/chlorite mais légèrement antérieurs au métamorphisme alpin (décrit ci-après) et sont associés avec ces derniers à un

énorme système hydrothermal en relation avec l'ouverture des bassins nord pyrénéens et l'exhumation du manteau qui en découle (Boulvais *et al.*, 2007).

Exhumation du manteau : les lherzolites

Antérieurement à leur exhumation, les lherzolites se sont formées en profondeur par fusion partielle de l'asthénosphère dans les conditions de stabilité des lherzolites à grenat (> 75 km de profondeur). Cet événement n'est pas daté, mais on peut le situer entre le Protérozoïque et le Paléozoïque. Il a permis la constitution, sous la croûte continentale, d'un manteau lithosphérique. Celui-ci a ensuite été affecté par différents événements : magmatisme, métasomatisme (percolation diffuse aux joints de grains) et déformation plastique (Fabriès *et al.*, 2015). Il a finalement été exhumé pour partiellement affleurer à la surface au contact des sédiments mésozoïques.

Les mécanismes de cette mise en place sont largement débattus. Les observations à prendre en compte sont les suivantes :

- les lherzolites forment des corps de 3 km de long au maximum directement au contact des roches sédimentaires mésozoïques. Elles ne sont pas associées à des gabbros, dolérites ou basaltes qui suggéreraient une origine ophiolitique. Des témoins de croûte inférieure dans leur environnement sont très réduits, représentés par quelques écailles ponctuellement associées à des failles ;
- les lherzolites sont circonscrites à la ZIM qui s'étend le long de la FNP sur plus de 250 km, de la partie orientale des Pyrénées jusqu'aux chaînons béarnais. Cette zone correspond à des bassins aujourd'hui inversés, dont la pile sédimentaire contient les séries principalement carbonatées d'âge Trias à Crétacé supérieur. Ce dernier débute à l'Albo-Cénomaniens par la séquence turbiditique du flysch noir, interprétée comme un faciès de bassin synorogénique (Souquet *et al.*, 1985) et dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs kilomètres ;
- la ZIM est caractérisée par un métamorphisme de type haute température - basse pression (HT - BP) dit « pyrénéen ». Il a conduit à la formation de marbres et cornéennes ayant enregistré des températures parfois supérieures à 600 °C à l'origine d'une paragenèse à scapolite, phlogopite, diopside. Ce métamorphisme est daté entre 110 et 85 Ma (Albarède et Michard-Vitrac, 1978 ; Montigny *et al.*, 1986 ; Golberg et Maluski, 1988). Il est communément interprété comme la conséquence d'un hyperamincissement lithosphérique ayant fortement augmenté le flux de chaleur mantellique au sein des sédiments mésozoïques (Golberg et Maluski, 1988 ; Dauteuil et Ricou, 1989 ; Golberg *et al.*, 2015). L'association préférentielle des terrains mésozoïques les plus métamorphiques avec les lherzolites a été soulignée de longue date (Lacroix, 1895 ; Ravier, 1959 ; Vielzeuf et

Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc, 2012). Elle correspond à la zone de la croûte la plus amincie et la plus chaude (Golberg, 1987) ;

- les marbres, au sein desquels affleurent les lherzolites, sont rubanés et déformés selon différents modes :
 - 1- De façon ductile par des plis isoclinaux ;
 - 2- De façon cassante quand ils sont inclus dans des brèches à matrice métamorphique ;
- les lherzolites pyrénéennes montrent des différences pétrologiques le long de la chaîne depuis ses parties occidentales (Ouest du massif de Castillon) vers ses parties centrales et orientale. Dans ces dernières, elles sont recoupées par des veines de pyroxénites à amphibole qui témoignent d'intrusions de magmas alcalins ayant cristallisé à des pressions de 10 à 13 kbar, soit une profondeur de 30 à 35 km. La datation de ces filons autour de 100 Ma (Vershure *et al.*, 1967 ; Golberg *et al.*, 1986 ; Bodinier *et al.*, 1987) indique que les lherzolites se situaient immédiatement sous le Moho à cette époque (Fabriès *et al.*, 2015). Dans les Pyrénées occidentales, les conditions P-T et les âges indiquent que les lherzolites ont été exhumées vers 15 km de profondeur entre 109 et 117 Ma, soit une durée de 5-10 Ma (Fabriès *et al.*, 1998).

Deux interprétations sont avancées pour expliquer la mise en place des lherzolites :

- un premier modèle décrit une mise en place au Cénomaniens, en position de fond de bassin et sous une couverture de flysch noir, grâce à une alternance de mouvements compressifs et extensifs dans une zone transformante. Ce modèle est décrit plus précisément ci-dessous, (d'après Fabriès *et al.*, 2015).

Le fonctionnement de nombreux couloirs de déformation lithosphérique au cours du mouvement transcurrent de l'Ibérie par rapport à l'Europe provoque le compartimentage du manteau supérieur, en même temps qu'un amincissement important de la lithosphère et de la croûte continentale, pouvant aboutir localement à la dilacération presque complète de cette dernière dans la zone interne métamorphique. L'alternance de mouvements compressifs et extensifs dans une telle zone transformante a entraîné la montée progressive des lherzolites du manteau supérieur et des granulites de la croûte inférieure (**Fig. 6** ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Bonatti *et al.*, 1986), jusqu'à leur incorporation dans les sédiments mésozoïques vers 95 Ma en base de bassin « pull-apart » (Fabriès *et al.*, 2015).

La fin du Cénomaniens, vers 90-91 Ma, est marquée par la disparition progressive de la composante distensive, et l'établissement, jusqu'à 87 Ma, d'un régime de décrochement à composante compressive, auquel est associée la phase métamorphique syncinématique (Golberg, 1987). Après 87 Ma, le blocage du jeu décrochant de la zone transformante nord-

pyrénéenne est immédiatement suivi par la phase de plissement majeur Sénonien supérieur - Eocène, durant laquelle se produit l'écaillage progressif des panneaux lherzolitiques et leur mise en place superficielle quasi définitive associée à la bréchification des marbres (Debroas *et al.*, 1977). Ce morcellement tectonique intense s'accompagne localement d'une serpentinitisation, se développant préférentiellement aux bords des écailles et le long des accidents tectoniques (Fabriès *et al.*, 2015).

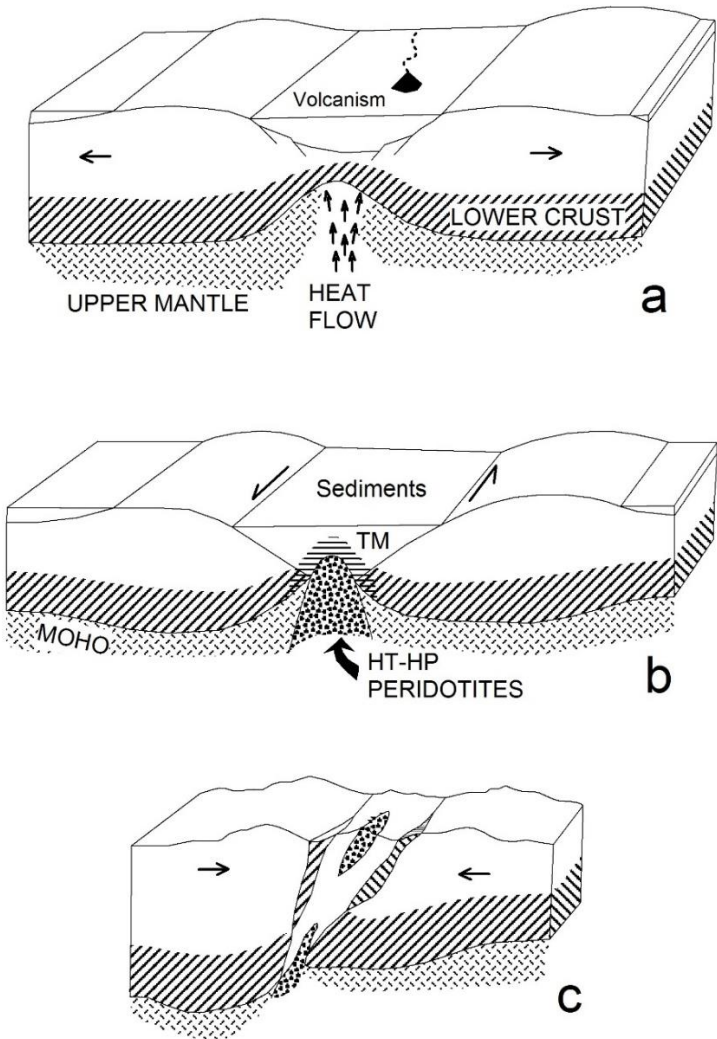


Fig. 6 - Modèle de mise en place des lherzolites et des granulites à l'Étang de Lherz dans la zone nord-pyrénéenne d'après Vielzeuf et Kornprobst (1984).

- un deuxième modèle envisage la formation d'une marge hyper-amincie à l'Albo-Cénomaniens, suite à une extension et au fonctionnement d'une faille de détachement majeure ayant accommodé l'ouverture de bassins et assuré la remontée du manteau sous-continentale, provoquant sa serpentinisation (**Fig. 7**). Les modalités de mise en place des lherzolites serpentinisées en base de bassin diffèrent entre les parties occidentales et orientales du rift en formation. Ce modèle est décrit plus précisément ci-dessous (d'après Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc *et al.*, 2012 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Corre, 2017).

Dans les parties occidentale (**Fig. 7**) et centrale des Pyrénées, l'amincissement crustal conduit au décoiffement du manteau sous-continentale en base de bassin sous les sédiments anté-rift et/ou syn-rift (Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc *et al.*, 2012, 2016 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Corre, 2017). Les lherzolites affleurent le long et sous des failles de détachement et les brèches observées seraient des cataclasites formées à la fin de l'activité du détachement.

Dans la partie orientale des Pyrénées (ex : Lherz, Boucheville), le manteau sous-continentale est totalement dénudé pour constituer le plancher des bassins (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc *et al.*, 2012, 2016 ; Clerc et Lagabrielle, 2014). Les lherzolites affleurent sous forme de clastes ou d'olistolithes au sein de cortèges de brèches mono- ou polygéniques à éléments de marbres et/ou de manteau, montrant des figures de transport (Lagabrielle *et al.*, 2010), le tout emballé dans une matrice métamorphique.

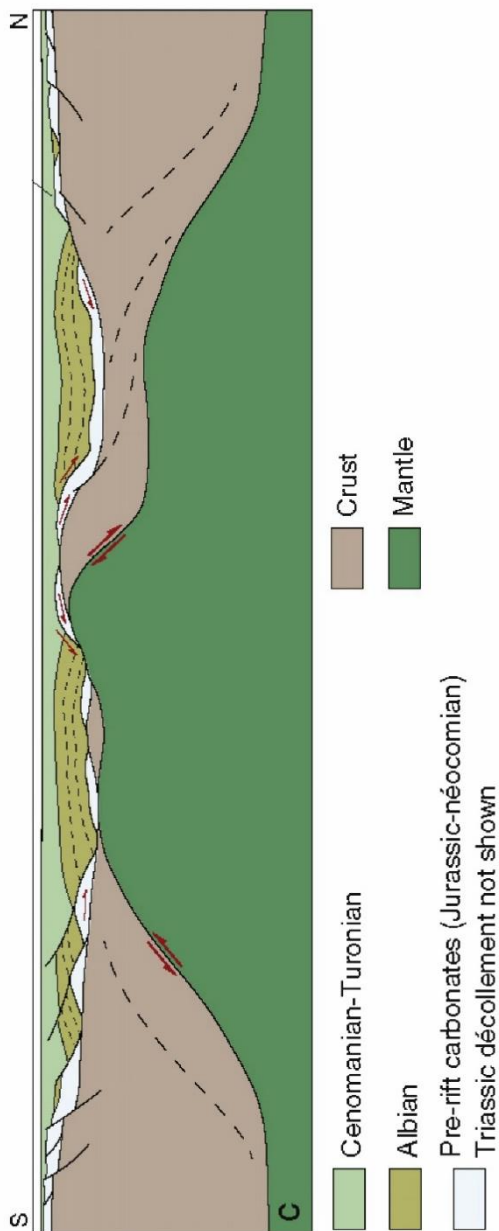


Fig. 7 - Modèle d'architecture céno manienne des bassins créta cés moyens de la paléomarge Ibérie-Europe dans la partie orientale du domaine pyrénéen et exhumation associée des sédiments mésozoïques pré-rift métamorphisés (modifié d'après Clerc *et al.*, 2016).

STRUCTURES ET MÉTAMORPHISME (ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE)

LES GRANDS TRAITES STRUCTURAUX

Le découpage par les grandes failles régionales E-W (à NW-SE)

Le territoire couvert par la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet est situé sur le versant nord des Pyrénées dans sa partie orientale (**Fig. 8**). Il couvre trois des grandes zones structurales de la chaîne, du Nord au Sud :

- 1- La zone nord-pyrénéenne (ZNP) ;
- 2- La zone interne métamorphique (ZIM) ;
- 3- La zone axiale (ZA) ; cette dernière étant séparée des deux autres par la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP).

La **Faille nord-pyrénéenne** (FNP), subverticale et d'échelle crustale, sépare deux zones bien distinctes de l'orogène alpin des Pyrénées : la Zone nord-pyrénéenne au Nord et la Zone axiale (haute chaîne primaire) au Sud (*cf.* coupe structurale). On la considère comme la structure majeure de la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Identifiée au cours de la première moitié du 20^e siècle sur une grande partie de la chaîne des Pyrénées, notamment dans sa partie orientale (de Sitter, 1953), cette faille est d'abord considérée comme une limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe, active depuis la fin du cycle orogénique varisque (Mattauer, 1968 ; Choukroune, 1976). Elle est définie par les données géophysiques puisqu'elle limite, au Sud, des anomalies gravimétriques présentes dans la zone nord-pyrénéenne (BRGM *et al.*, 1974 ; de Cabissole, 1989) et qu'elle apparaît en géophysique et sur le profil de sismique réflexion ECORS, à l'aplomb d'un décalage d'environ 20 km du Moho qui sépare une croûte Ibérique épaisse de 50 km d'une croûte européenne plus mince (Daignières *et al.*, 1982 ; Choukroune and ECORS Team, 1989 ; Daignières *et al.*, 1989). La FNP a longtemps été considérée comme une faille transformante accommodant le mouvement senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe lors de l'ouverture du golfe de Gascogne et l'extension du Crétacé moyen associée (Le Pichon *et al.*, 1970 ; Choukroune et Mattauer, 1978). Ce modèle de faille transformante est néanmoins critiqué sur la base de la perte de continuité de la FNP dans la partie occidentale de la chaîne et d'arguments sédimentologiques montrant que les bassins mésozoïques ne présentent pas de grands décalages ni déplacements dans la distribution des paléoenvironnements de part et d'autre de cette structure. Ces arguments ne plaident donc pas en faveur de l'activité d'une faille transformante majeure durant cette période (par ex. Canérot, 2008).

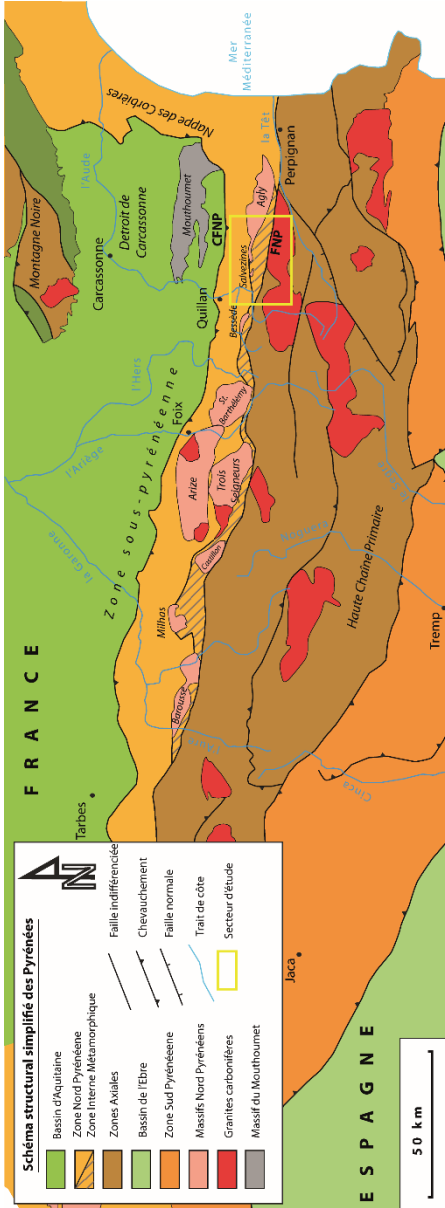


Fig. 8 - Localisation de l'emprise de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet dans le contexte structural général des Pyrénées.

Un autre modèle plus récent, considère que le mouvement entre les plaques Ibérie et Europe est accommodé dans une zone d'extension continentale large et diffuse, allant de la Meseta ibérique au Massif central (Canérot, 2008 ; 2016), associée à la formation de bassins transtensifs dont les axes cartographiques sont E-W (Jammes *et al.*, 2009, 2010 ; Tugend *et al.*, 2014 ; Canérot, 2017). Dans ces modèles, le rifting créacé est distribué sur une large zone avec de nombreux bassins séparés par des blocs du socle varisque (les massifs nord-pyrénéens) et ne conduit pas à l'océanisation. Ces bassins sont par la suite inversés durant la compression et correspondent en partie à l'actuelle ZNP, mais aussi aux bassins au Sud des Pyrénées (ex : Cameros). En considérant ce modèle d'un rift transtensif, l'Ibérie ne correspond plus à une plaque individualisée (c'est-à-dire à un moment séparée de l'Europe par de la croûte océanique), mais à une partie de la plaque européenne dont les Pyrénées constituent une zone « instable » structurées comme un rift avorté. La faille nord-pyrénéenne correspond ainsi à la limite septentrionale de la croûte ibérique.

La structure actuelle des Pyrénées montre que la FNP est recoupée en profondeur par un chevauchement crustal basal penté vers le Sud suggérant ainsi qu'au cours de la convergence créacé et tertiaire et du développement de sa géométrie collisionnelle, la FNP serait devenue une structure secondaire (Muñoz 1992 ; Beaumont *et al.*, 2000). Ceci est confirmé par les images récentes de tomographie sismique qui ne montrent pas d'extension crustale de la FNP, mais en revanche une segmentation oblique de la chaîne (NE-SW) par des accidents majeurs hérités de l'orogénèse varisque, tels que les failles de Pampelune, de Toulouse et de Hendaye (Chevrot *et al.*, 2014, 2015).

Sur le terrain, les observations directes de la FNP correspondent :

- 1- À de rares plans de failles parfois striés orientés E-W et décalés par des plans de failles N-S ;
- 2- À la présence de brèches de marbres blancs jalonnant le tracé cartographique de la faille (cataclasites ?) ;
- 3- À la limite très nette entre les carbonates métamorphisés à haute température de la ZIM et les granites et schistes de la ZA (partie orientale de la feuille) ou des carbonates mésozoïques recristallisés de la couverture de la ZA (partie occidentale de la feuille).

De part et d'autre de la FNP, plusieurs autres failles importantes par leur extension cartographique, d'orientation proche de E-W et au moins pour partie d'âge alpin sont identifiées. Elles sont subverticales à fortement pentées vers le Sud. Dans la Zone nord-pyrénéenne, on distingue notamment la faille subverticale de Trilla-Bélesta (**FTB** sur le schéma structural ; Fonteilles, 1970) qui sépare le Sud du massif de l'Agly de la ZIM selon une orientation NW-SE, et se branche à l'Est sur la faille de la Têt (feuille Rivesaltes). Cette faille est peu documentée dans le détail ; une cinématique senestre (et localement

chevauchante vers le Nord) est proposée par certains auteurs (Vauchez *et al.*, 2013) qui rapportent par ailleurs le fonctionnement initial de cette faille à une extension alpine précoce à la fin du Crétacé moyen. Sur une coupe illustrative, d'autres auteurs (Olivier *et al.*, 2008) attribuent à cette faille un fort pendage vers le Nord et une composante chevauchante vers le Sud. Cette faille se connecte à la Faille Bordière Méridionale (**FBM**), connue jusque dans la partie centrale des Pyrénées, qui sépare la partie sud des massifs nord-pyrénéens (ici les massifs de Salvezines et Bessède-de-Sault) de la ZIM (*cf.* Meurisse, 1973 ; Chantraine *et al.*, 2003). Entre les massifs nord-pyrénéens, dans le Pays de Sault par exemple, la FBM marque un saut dans les températures du métamorphisme ayant affecté les roches. Elle sépare les marbres de la ZIM, élevés à plus de 450 °C, des formations carbonatées mésozoïques non métamorphiques.

Les failles alpines également subverticales de Fosse-Ansignan (**FA**) et de Rentadou (**FR** ; Fonteilles, 1970), qui découpent le massif de l'Agly selon une orientation proche d'E-W, se raccordent et se prolongent également vers l'Ouest en passant au Nord du massif de Salvezines. Un mouvement inverse (montée du bloc nord) leur est attribué (Delay et Paquet, 1989).

Au sein de la couverture mésozoïque nord-pyrénéenne et limitant au Sud la lame de Puilaurens, la faille de Joucou-Puilaurens (**FJP**) traverse d'Est en Ouest la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet. Elle présente un fort pendage vers le Sud et marque le chevauchement des terrains mésozoïques du sud de la faille sur ceux situés au nord de celle-ci, en cohérence avec la vergence généralisée vers le Nord des terrains mésozoïques de la ZNP.

Au Sud de la FNP, au sein de la ZA, la faille du Col de Jau (**FCJ**), d'orientation WNW-ESE, est localement bien identifiée dans la vallée de la Casteillane (passant par Mosset) : des faciès franchement broyés (cataclastiques) et des injections de quartz \pm fracturé ou bréchiq, ainsi que des lambeaux de couverture paléozoïque sont bien observés en bord de route près de la Tour de Mascarda. De plus, le long et au Nord de d'une partie de cette faille, le granite de Millas présente un aspect pour partie broyé et cataclasté représenté sur la carte par des carroyages (d'autres zones de ce type sont reportées plus au Nord dans le granite). La faille du Col de Jau se prolonge à l'ESE sur la feuille Prades (Guitard *et al.*, 1992) pour s'engorger sous les sédiments récents de la vallée du Têt. Vers l'WNW, sur la feuille Ax-les-Thermes.

Le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (**CFNP**) utilisant le niveau de décollement des argiles triasiques à évaporites émerge au niveau de deux accidents au Nord et au Sud de l'Unité de Quillan (*cf.* coupe structurale). Au sud, le Chevauchement de la Forêt des Fanges (**CFF**) fait chevaucher le synclinal de Saint-Paul, au niveau de son flanc nord dans le chaînon de Galamus, sur l'unité de Quillan, au niveau d'une lame de Crétacé en série inverse qui chevauche elle-même le Sénonien de St-Louis-et-Parahou (hors carte). Au Nord (hors carte), le CFNP émerge au niveau du chevauchement du

Pays de Sault (accident du Bézu). Le niveau de décollement se poursuit vers le Sud à la base des piles sédimentaires des synclinaux de Saint-Paul et d'Axat jusqu'à l'unité de Salvezines où il serait absent. Il réapparaîtrait en base du bassin de Boucheville, en accord avec les affleurements d'argiles à évaporites métamorphiques cartographiées plus à l'Ouest dans la ZIM du « bassin » de Tarascon, et bien qu'aucun n'ait été observé sur le territoire de la feuille ou de celle d'Ax-les-Thermes.

Relations des massifs hercyniens de l'Agly et de Salvezines avec la couverture mésozoïque

La couverture des massifs hercyniens nord-pyrénéens est systématiquement décollée par rapport au socle selon des contacts soustractifs (Dauteuil, 1988), c'est à dire marqués par l'absence de Trias inférieur (Grès et conglomérats du Buntsandstein) et moyen, voire également la disparition presque complète de la base de la série mésozoïque carbonaté : le Lias.

Sur son versant nord, le massif de l'Agly est en contact pour partie faillé avec la couverture mésozoïque redressée et plissée (pendage pour partie vers le Sud selon une polarité inverse), mais dans la partie orientale du massif (feuille Rivesaltes), les formations carbonatées mésozoïques (Trias à Crétacé basal) au contact du socle présentent des structures de boudinage et une déformation mylonitique (reprise par le plissement) dont les critères cinématiques associés indiquent un cisaillement normal et suggèrent une tectonique soustractive en détachement vers le Nord, antérieure au plissement régional (**Fig. 9** ; Vachez *et al.*, 2013). Cette tectonique est corrélée par les auteurs avec l'ouverture au milieu du Crétacé (~ 100 Ma) du bassin albien de Boucheville dans le contexte général d'exhumation pré-orogénique du massif de l'Agly. Dans ce modèle, la faille subverticale de Trilla-Bélesta qui borde le massif de l'Agly au Sud se localise à l'emplacement d'un détachement vers le Sud.

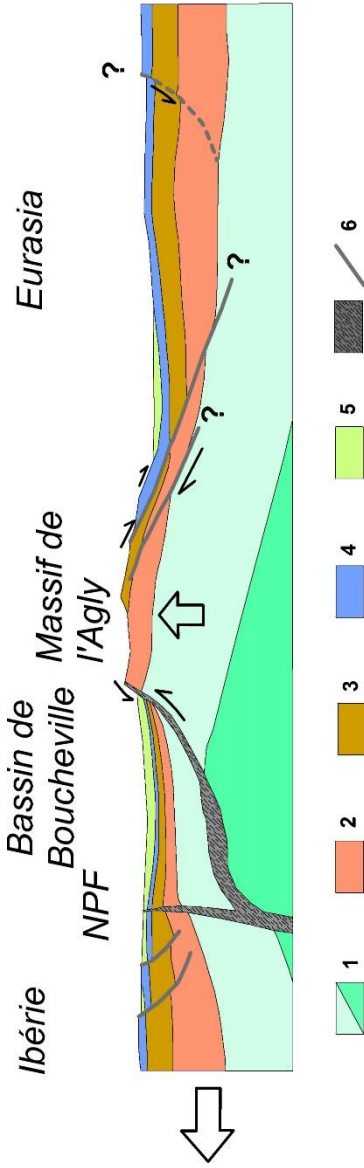


Fig. 9 - Modèle conceptuel de l'exhumation du massif de l'Agly à la fin du Crétacé (modifié d'après Vauchez et al., 2013). La subsidence associée au développement du bassin de Boucheville est compensée par la montée (« uplift ») puis l'exhumation du massif de l'Agly par le bais du développement d'un cisaillement ductile extensif le long de la limite entre la couverture mésozoïque et le socle. NPF représente la limite de la plaque ibérique, i.e. la future Faille nord-pyrénéenne. 1 = manteau sous-continental, 2 = croûte inférieure, 3 = métasédiments paléozoïques, 4 = Trias à Aptien, 5 = Albien précoce. 6 = failles et zones de cisaillements.

En ce qui concerne le massif de Salvezines, M. Demange et M.-L. Pascal (1979) décrivent au Nord un contact normal transgressif (maintenant redressé) de la couverture mésozoïque sur les terrains paléozoïques et un contact sud plus complexe faillé et écaillé (**Fig. 10**).

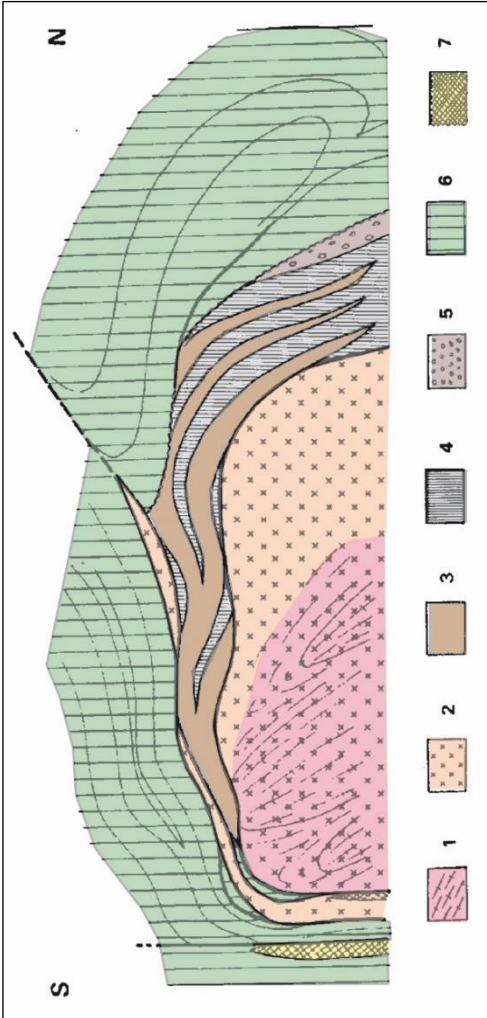


Fig. 10 - Coupe schématique synthétique du massif de Salvezines, modifiée d'après Demange et Pascal (1979). 1 : orthogneiss, 2 : granite, 3 : calcaires dévoniens, 4 : schistes viséens, 5 : grès, poudingues viséens, 6 : couverture mésozoïque, 7 : Iherzolite.

En référence aux observations faites sur le massif de l'Agly, l'existence aux bordures du massif de Salvezines (notamment au Nord) de structures mylonitiques associées à un détachement peut être envisagé. P. Choukroune et M. Meurisse (1970) décrivent, sur le versant sud du massif, un synclinal isoclinal couché, initialement observé par L. Bertrand (1908), dont le plan axial plonge au Sud, alors que sur la bordure nord ils observent une tête anticlinale à cœur de Lias inférieur dont le plan axial est cette fois plongeant au Nord (**Fig. 11**).

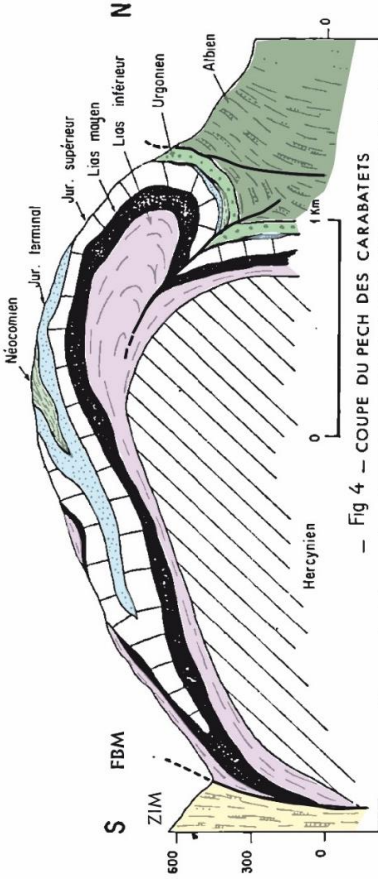


Fig. 11 - Coupe structurale du Pech de Carabatets dans le massif de Salvezines montrant l'important plissement mésozoïque sur le socle, modifié d'après Choukroune et Meurisse (1970).

Sur la base d'arguments paléontologiques, J.-P. Wallez (1974) conteste l'âge lias inférieur donné par P. Choukroune et M. Meurisse (1970) pour le cœur du pli, au profit d'un âge néocomien inférieur. Cette observation est en accord avec celles faites sur le versant ouest du massif de Salvezines dans la forêt domaniale d'en Malo – bac Estable, où sont principalement observées des roches du Néocomien en série inverse ou normale, structurées en un pli synclinal couché à cœur de néocomien inférieur (**Fig. 12**). Les observations sur ce versant sont toutefois rendues difficiles par la recristallisation des carbonates.

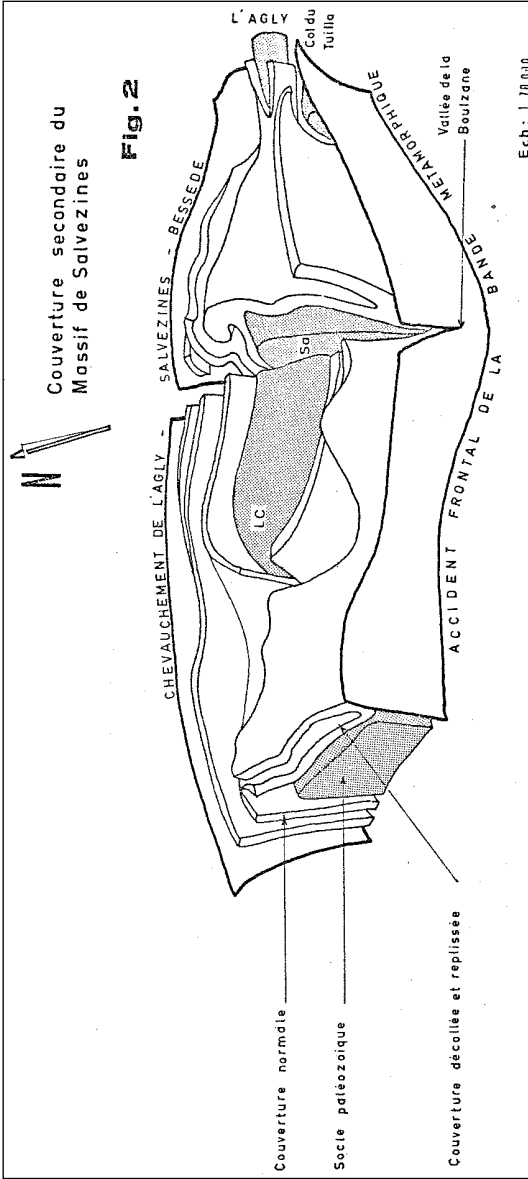


Fig. 12 - Coupe structurale de la couverture mésozoïque plissée du massif de Salvezines permettant d'expliquer les grandes surfaces d'affleurement des terrains néocomiens à l'ouest du massif, dans la forêt domaniale d'en Malo - bac Estable, d'après J.-P. Wallez (1974).

STRUCTURES ET MÉTAMORPHISMES HERCINIENS

Structures et métamorphismes hercyniens dans la zone nord-pyrénéenne

Structures et métamorphisme dans le massif de l'Agly

Géométrie d'ensemble du massif

Le massif de l'Agly a surtout été étudié pour son métamorphisme de type haute température – basse pression caractérisé par un fort gradient (voir référence ci-dessous). Néanmoins, des études structurales ont été menées depuis les années 1970 (Fontailles, 1970 ; 1976 ; Pascal *et al.*, 1976 ; Delay, 1990 ; Delay et Paquet, 1989 ; Bouhallier *et al.*, 1991 ; Paquet et Mansy, 1991 ; Althoff *et al.*, 1994) et complétées plus récemment par de nouveaux travaux (Olivier *et al.*, 2004 ; 2008 ; Vanardois, 2020).

Si des débats persistent aujourd'hui sur le nombre d'épisodes de déformation (1, 2 ou 3), leur cinématique, leur âge et leur signification géodynamique, les auteurs s'accordent sur la géométrie d'ensemble du massif. Le massif, représenté pour l'essentiel sur la carte de Rivesaltes, avec seulement sa terminaison occidentale affleurant sur celle de Saint-Paul-de-Fenouillet, correspond à un demi-dôme orienté N110. Long de 30 km et large de 10 km, il est bordé par trois synclinaux mésozoïques :

- 1- Le synclinorium de Boucheville au Sud et à l'Ouest ;
- 2- Le synclinal du bas-Agly au NE ;
- 3- Le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord. Des failles alpines à jeu vertical, de direction N110, séparent les compartiments varisques et mésozoïques.

Deux ensembles sont classiquement distingués à l'instar de la zone axiale (*cf.* schéma structural) :

- l'ensemble supérieur, appelé également suprastructure (Delay, 1990), comprend les formations métasédimentaires de la série de Caladroy-Força Real : micaschistes cambriens de Saint-Martin sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet, se poursuivant en continuité stratigraphique jusqu'aux formations du Dévonien sur la feuille de Rivesaltes (Fontailles, 1970 ; Berger *et al.*, 1993 ; Casas et Palacios, 2012) ;
- l'ensemble inférieur ou infrastructure comprend deux groupes de gneiss (Guitard et Raguin, 1958). Dans la partie supérieure, ce sont les gneiss de Bélesta constitués d'orthogneiss correspondant à d'anciens sills granitiques datés du début du Cambrien (542-540 Ma, Tournaire Guille *et al.*, 2019), de paragneiss alumineux à passées de marbres, d'amphibolites et de roches calco-silicatés dont l'âge est vraisemblablement Ediacarien (Tournaire

Guille *et al.*, 2019). Le groupe inférieur est représenté par les gneiss de Caramany comprenant des paragneiss alumineux migmatisés aux alentours de 300 Ma, des sills d'orthogneiss dont la mise en place est cambrienne (529 ± 5 Ma, Tournaire Guille *et al.*, 2019).

L'infrastructure et la suprastructure sont intrudées par des ensembles magmatiques entre 308-304 Ma. Au Sud du massif, la charnockite d'Ansignan, formant une laccolithe de 600 m d'épaisseur et datée à 307 ± 3 Ma (Tournaire Guille *et al.*, 2019), est intrusive dans la partie la plus profonde de l'édifice. Elle comprend des granodiorites à Opx+Grt avec des passées de diorites et de norites, des leucogranites à grenat (Delay, 1990; Berger *et al.*, 1993; Althoff *et al.*, 1994, Olivier *et al.*, 2008). Le granite de Cassagnes, daté à 308 ± 3 Ma (Tournaire Guille *et al.*, 2019), apparaît sous forme de sills dans la partie supérieure de l'infrastructure. Plus au Nord, la diorite de Tournefort et le granite de Saint-Arnac, datés respectivement à 308 ± 1 et 304 ± 5 Ma (Olivier *et al.*, 2008), sont intrusifs dans les schistes et micaschistes de la suprastructure.

Structures tectoniques du massif de l'Agly et phases de déformation

Selon les auteurs, un nombre plus ou moins important d'épisodes de déformation hercynienne sont reconnus (1 à 5). Tous les auteurs s'accordent pour distinguer un épisode de déformation majeure synchrone d'un métamorphisme de type basse pression – haute température. Dans les paragneiss et orthogneiss de l'infrastructure et les micaschistes et gneiss de la suprastructure, cette déformation se caractérise en particulier par une foliation pénétrative, des zones mylonitiques, une linéation orientée NNE-SSW. La foliation est faiblement pentée à subhorizontale et d'orientation variable dans la partie sud du massif et fortement pentée et de direction EW dans les parties centrale et nord-occidentale du massif (Berger *et al.*, 1993 ; Fonteilles *et al.*, 1993). Elle est par ailleurs concordante avec la foliation magmatique observée dans les corps magmatiques intrusifs (Delay, 1990 ; Bouhallier *et al.*, 1991 ; Paquet et Mansy, 1991 ; Althoff *et al.*, 1994). Des zones mylonitiques à ultramylonitiques d'épaisseur métrique à décamétrique synchrones de cette déformation et parallèles à la foliation sont décrites par F. Delay (1990) et J. Paquet et J.-L. Mansy (1991) dans l'ensemble de la structure. Pour P. Olivier *et al.* (2004 ; 2008), ces zones, légèrement sécantes sur la foliation, sont plus tardives. Les critères cinématiques associés avec des sens de cisaillement vers le Nord au Nord du massif et vers le Sud au Sud du massif, et localisés au toit du dôme, seraient liés au stade final de la mise en place du dôme vers 300 Ma en contexte transpressif. À l'opposé de ces auteurs, H. Bouhallier *et al.* (1991) indentifient une zone mylonitique majeure localisée entre l'infrastructure et la superstructure indiquant des cisaillements vers le Nord. Elle correspondrait à une zone de détachement en extension expliquant le resserrement des isothermes et l'amincissement de la croûte d'environ 5 km. À *contrario*, pour P. Olivier *et al.* (2004, 2008), l'amincissement est lié aux nombreuses zones

mylonitiques au toit du dôme. Des travaux plus récents (Vanardois *et al.*, 2020 ; Siron *et al.*, 2020) montrent que ces zones mylonitiques tantôt parallèles à la foliation, tantôt légèrement sécantes, forment des réseaux anastomosés. En majorité, les critères cinématiques indiquent des cisaillements vers le NE mais des cisaillements conjugués vers le SW sont localement observés (Bouhallier *et al.*, 1991 ; Vanardois *et al.*, 2020). Selon J. Vanardois *et al.* (2020), cet épisode D2 est contemporain d'un métamorphisme de HT-BP et d'un épisode magmatique entre 315 et 295 Ma. D2 correspond à une extension liée à l'effondrement gravitaire de la croûte orogénique partiellement fondue dans un contexte global décrochant dextre à l'échelle de la chaîne Varisque.

Un premier épisode de déformation D1, caractérisé par une schistosité faiblement pentée et des plis en fourreau indiquant un cisaillement vers le Sud associé à l'empilement de nappes (Bouhallier *et al.*, 1991 ; Olivier *et al.*, 2004), a été reconnue ponctuellement en particulier en raison de la présence de relique de disthène (Fonteilles, 1970; Fonteilles et Guitard, 1971). À l'échelle du massif, cette déformation D1 a été documentée par J. Vanardois *et al.* (2020) dont les principales observations sont reprises ici. La D1 est observée dans les zones préservées des déformations ultérieures. C'est en particulier le cas au SE du massif dans les micaschistes de faible degré métamorphique. La schistosité S1 parallèle au litage est généralement concordante avec la schistosité S2. Cette schistosité est surtout bien observée aux charnières de plis F2 d'échelle centimétrique à métrique et dans les marbres dévonien. Dans les zones plus fortement métamorphiques, on l'observe dans les zones moins déformées et préservées de la D2 où elle présente une direction NE-SW à NW-SE avec un pendage modéré à fort. Globalement S1 est de direction NW-SE avec un pendage moyen à élevé vers le NE et une linéation d'étirement ou minérale plongeant faiblement vers le SE. Elle est le plus souvent transposée à la S2. Dans les schistes faiblement métamorphiques, elle est synchronisée d'une paragenèse à biotite, chlorite, micas blancs.

Un épisode de déformation D3 est distingué par J. Vanardois *et al.* (2020). La foliation S2 est plissée et verticalisée le long d'un couloir E-W, que ces auteurs appellent Zone de Déformation de Tournefort (TDZ). Dans ce couloir, la déformation affecte en particulier les orthogneiss de Riverolles mais également les intrusions de Saint-Arnac et de Tournefort et leurs encaissements. Cette foliation F3, sub-verticale, est de direction NE-SW à E-W. Les critères de cisaillement indiquent une cinématique D3 dextre. Selon J. Vanardois *et al.* (2020), la déformation D3 correspond à un cisaillement transcurrent E-W dextre qui permet la localisation et l'ascension des plutons dioritiques et granitiques. La D3 s'initie dans l'infrastructure au cours de l'amincissement D2, elle perdure et reprend les fabriques D2 dans un régime transpressif dextre dominant.

Les études structurales, dans les plutons et leurs encaissements, et les études de l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans les plutons,

permettent d'avoir une vision de la géométrie d'ensemble de la partie occidentale du massif de l'Agly (Olivier *et al.*, 2004, 2008).

Au Sud, la charnockite d'Ansignan se met en place dans les parties les plus profondes du massif de l'Agly à environ $5 \pm 0,5$ kbar et 700–900 °C (Andrieux, 1982 ; Vielzeuf, 1984 ; Delay, 1990 ; Siron *et al.*, 2012, 2020). On y observe une foliation magmatique dont la direction est continue avec la foliation F2 des paragneiss migmatitiques encaissants, ce qui suggère que le pluton se met en place durant l'épisode D2 (Bouhallier *et al.*, 1991 ; Berger *et al.*, 1993 ; Althoff *et al.*, 1994). Cette interprétation est attestée par les fabriques magmatiques produites en conditions subsolidus (Vanardois *et al.*, 2020). En revanche, pour P. Olivier *et al.* (2008), la mise en place de la charnockite se situerait entre la D1 et la D2.

La diorite de Tournefort présente une foliation magmatique subverticale de direction EW à NE-SW se poursuivant localement avec des microstructures et fabriques à l'état solide (Olivier *et al.*, 2008 ; Vanardois *et al.*, 2020). Elle développe dans l'encaissant un métamorphisme de contact (Delay, 1990 ; Olivier, 2008). En particulier, dans les micaschistes, cristallisent des andalousites qui selon J. Vanardois *et al.* (2020) sont contemporaines de D3.

Le granite de Saint-Arnac présente une foliation magmatique régulière mais peu pénétrative. Au Sud, celle-ci est de direction E-W et subverticale. Plus au Nord, elle est globalement parallèle à la bordure du pluton (Olivier *et al.*, 2008). Au NE, le granite déforme et est sécant sur les isogrades du métamorphisme associé à S2 et développe localement un métamorphisme de contact postérieur à S2 (Delay, 1990 ; Berger *et al.*, 1993). Au SE, correspondant à la partie la plus profonde du pluton, les relations entre les structures du pluton et de l'encaissant sont plus complexes. Selon P. Olivier *et al.* (2008) et J. Vanardois *et al.* (2020), le pluton se mettrait en place au cours de la déformation D3.

Métamorphismes du massif de l'Agly

Le massif de l'Agly a fait l'objet de nombreuses études métamorphiques depuis les années 1970 (Fontailles et Guitard, 1964 ; 1968) dont la synthèse est proposée par G. Guitard *et al.* (1996). Dans les années 2000-2020 de nouvelles études métamorphiques et géochronologiques permettant de quantifier et de dater plus précisément les conditions pression-température des épisodes métamorphiques ont permis des avancées significatives sur la compréhension de ce massif. Tout comme les autres massifs nord-pyrénéens, le massif de l'Agly montre les niveaux structuraux les plus exhumés de la croûte hercynienne pyrénéenne. Il présente à l'affleurement des niveaux crustaux qui vont du faciès des schistes verts, à l'Est (carte de Rivesaltes) au faciès des granulites, à l'Ouest (cartes de Rivesaltes et de Saint-Paul-de-Fenouillet). Tous les travaux s'accordent pour définir un métamorphisme de type basse pression - haute température.

Dans les faciès métapélitiques de l'unité supérieure (suprastructure), M. Fonteilles (1970, 1976 ; Fonteilles *et al.*, 1993) a cartographié les isogrades du métamorphisme avec d'Est en Ouest et de haut en bas, la succession suivante : disparition de la chlorite, apparition de la biotite puis de la cordiérite, de l'andalousite, de la sillimanite, disparition de la muscovite jusqu'à atteindre les conditions de la fusion partielle. Les assemblages observés sont :

- chlorite + muscovite (1a) ;
- chlorite + muscovite + biotite (1b) ;
- muscovite + biotite + cordiérite ± chlorite (1c) ;
- muscovite + biotite + cordiérite + andalousite (± grenat) (1d) ;
- muscovite + biotite + cordiérite + sillimanite (± grenat) (1e) ;
- biotite + cordiérite + sillimanite + liquide + microcline (± grenat) (1f).

En considérant l'épaisseur actuelle des formations, le gradient métamorphique supérieure a d'abord été estimé entre 100 °C/km (Fonteilles, 1976) et 80 °C/km (Delay, 1990). Mais, ces valeurs ont pu être surestimées par les effets d'un amincissement postérieur. En effet, des données quantitatives plus récentes calculées à partir de la transformation de l'andalousite, la disparition de la muscovite et la fusion partielle, établissent des pressions inférieures à 2,7 kbar à 550 °C et jusqu'à 3,5 kbar à 670 °C, conduisant à calculer un gradient métamorphique de 55 °C/km (Siron *et al.*, 2020).

Dans l'unité inférieure (infrastructure) sous-jacente, les conditions métamorphiques apparaissent plus homogènes et vont du faciès des amphibolites au faciès des granulites (Vielzeuf, 1996), mais augmentent de la partie supérieure représentée par les gneiss de Bélesta où l'on observe des assemblages à sillimanite et feldspath potassique, jusqu'aux assemblages à orthopyroxène dans les gneiss de Caramany. Enfin, dans les parties les plus profondes correspondant à la charnockite d'Ansignan, les conditions pression-température sont estimées selon les auteurs à 6 ± 1 kbar et 750 ± 50 °C (Andrieux, 1982), $5 \pm 0,5$ kbar et 800 ± 100 °C (Vielzeuf, 1984) ou $4 \pm 0,5$ kbar et $600-650$ °C (Delay, 1990). G. Siron *et al.* (2020) estiment que le gradient géothermique est quasi nul dans cette unité inférieure, soit inférieur à 8°C/km entre 740 et 790 °C.

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer le métamorphisme de type basse pression – haute température du massif de l'Agly et la variation de gradient géothermique entre l'unité supérieure représentant la croûte supérieure et l'unité inférieure correspondant à la croûte moyenne.

Selon les travaux précurseurs (Fonteilles et Guitard, 1964 ; 1968 ; Fonteilles, 1970), ce qui était distingué alors comme un socle aurait joué un rôle de conducteur thermique (gradient faible – « effet de socle des auteurs »), alors que la couverture supposée peu conductrice de chaleur aurait subi un

surchauffement par le socle démontré par des isothermes rapprochés (gradient thermique élevé).

D'autres auteurs ont proposé que les gradients soient liés à des processus diapiriques (Andrieux, 1982) ou à une source de chaleur localisée (Pin et Vielzeuf, 1983). Enfin d'autres travaux ont mis en évidence une extension d'âge crétacé (Paquet et Mansy, 1990) ou hercynienne (Bouhallier *et al.*, 1991 ; Vanardois *et al.*, 2020). Ces derniers caractérisent une zone de détachement entre deux portions de croûte (supérieure et moyenne) qui serait responsable de la disparition d'au moins 10 km de croûte et du resserrement des isothermes. Le gradient géothermique ne serait donc qu'apparent. Le dernier modèle récemment proposé (Siron *et al.*, 2020) combine plusieurs de ces processus. Le gradient géothermique anormal est, selon ces auteurs, la conséquence de l'intrusion de plutons à différents niveaux de la croûte, entre 308 et 304 Ma. La déformation et la chaleur générées par ces plutons induisent la fusion partielle à des profondeurs en dessous de 13 km et de fortes températures (750 °C) entre 18 et 25 km. La réaction de disparition de la biotite, fortement endothermique, tamponne la température de la croûte moyenne dont le gradient résultant est presque isotherme. Dans la croûte supérieure, le gradient serait essentiellement lié à la conduction de chaleur entre la croûte moyenne chaude et la partie superficielle froide. Enfin, le gradient serait perturbé par des zones mylonitiques en particulier au contact entre l'infra- et la superstructure, responsables de l'amincissement de la croûte, celle-ci s'amenuisant d'environ 5-6 km d'épaisseur. Contrairement à cette hypothèse, H. Bouhallier *et al.* (1991) considèrent que cet amincissement n'aurait eu qu'un effet marginal sur le gradient géothermique dans la croûte supérieure (Siron *et al.* 2020).

Âge des structures et du métamorphisme dans le massif de l'Agly

Depuis les travaux de J.-P. Respaut et J.-R. Lancelot (1983) datant la charnockite d'Ansignan à 314 ± 6 Ma (méthode U/Pb sur monazite), plusieurs études sur les intrusions magmatiques responsables en partie du gradient géothermique élevé ont été réalisées. Un âge aux alentours de 307 ± 3 Ma (méthode U/Pb sur zircon) est ainsi précisé pour la charnockite d'Ansignan (Tournaire Guille *et al.*, 2019). Un âge de 308 ± 3 Ma est obtenu pour le granite de Cassagnes (Tournaire Guille *et al.*, 2019), de 308 ± 1 Ma pour la diorite de Tournefort et de 304 ± 5 Ma pour le granite de Saint-Arnac (Olivier *et al.*, 2008).

Dans les parties plus superficielles de la croûte, si l'âge du métamorphisme fait consensus, c'est l'extension à haute température qui fait débat. Pour les uns, l'âge des détachements serait fini-hercynien (Delay, 1990 ; Bouhallier *et al.*, 1991 ; Olivier *et al.*, 2008 ; Vanardois *et al.*, 2020 ; Ternois *et al.*, 2019) et contemporain du métamorphisme de type basse pression – haute température, alors que pour les autres l'exhumation serait uniquement d'âge crétacé (Paquet

et Mansy, 1991 ; Odlum et Stockli, 2019). Cette deuxième hypothèse est en accord avec les observations faites par A. Vauchez *et al.* (2013) sur la bordure nord du massif de l'Agly, qui décrivent des zones de détachement ductile à vergence nord dans la couverture mésozoïque, ayant contribué à l'exhumation du massif au Crétacé moyen. Toutefois, ces observations ne remettent pas en cause la possibilité d'une réactivation de détachements hercyniens.

Structures et métamorphismes dans le massif de Salvezines

Au sein du **massif de Salvezines**, M. Demange et M.-L. Pascal (1979) décrivent un contact anormal majeur entre une unité inférieure (de Salvezines) constituée de l'orthoigneiss de Riverole et du granite de Salvezines (1 et 2 sur la **Fig. 10**) et l'unité épimétamorphique supérieure du Caunil regroupant les terrains sédimentaires dévoniens et carbonifères (3, 4 et 5 sur la **Fig. 10**). Ce contact majeur, de nature distensive (détachement), résulte probablement d'une tectonique hercynienne puisqu'il est scellé par la couverture mésozoïque, comme c'est aussi le cas sur le massif voisin de Bessède-de-Sault (feuille d'Axles-Thermes) Par ailleurs, plusieurs phases de plis synschisteuses, antérieures à postérieures au contact anormal majeur, sont décrites par M. Demange et M.-L. Pascal (1979). Ils distinguent notamment une phase précoce à plis isoclinaux d'axe N60-70 à faible pendage vers le NW et une phase plus tardive de plis d'axe N120-130 plongeant fortement vers l'Ouest.

Structures et métamorphismes dans la zone axiale

Les structures et métamorphismes dans la zone axiale de la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet ne peuvent être abordées et explicitées sans une approche régionale, à l'échelle des Pyrénées.

Approche régionale

À l'échelle des Pyrénées, de nombreux auteurs ont étudié la structuration de la chaîne hercynienne en distinguant plusieurs phases, de 2 à 8 selon les auteurs (voir Barnolas et Chiron, 1996 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Laumonier *et al.*, 2010). Nous retiendrons comme B. Cochelin (2016) dans cette présentation régionale, les 3 phases (simplifiées) susceptibles d'avoir une signification régionale : une phase précoce D1 suivie par une phase régionale majeure (D2) et une phase tardive D3 (**Fig. 13**). Il est à noter que ces phases correspondent aussi à celles décrites précédemment dans les massifs nord-pyrénéens de l'Agly et de Salvezines.

Les premiers auteurs, qui considéraient les granites ordoviciens (orthoigneiss du Canigou, Roc de France, Aston, Hospitalet) comme le socle cadomien sur lequel reposaient les sédiments paléozoïques, ont vu dans ces intrusions laccolitiques de véritables plis « penniques » à l'image de plis alpins. Ils attribuaient ces plis à une phase précoce D1 (dite « tangentielle ») et

expliquaient ainsi le développement d'une foliation subhorizontale dans les gneiss de la zone axiale (Guitard, 1964 ; Seguret et Proust, 1968 ; Geysant *et al.*, 1978 ; Lagarde et Millot, 1978). Celle-ci était associée à des conditions métamorphiques de MP-MT, attestées par une unique paragenèse à disthène.

Si l'idée d'une structure régionale plissée de l'ensemble de la croûte n'est plus retenue dans les travaux récents, l'existence d'une phase de déformation D1 est maintenue dans les zones de plus bas degré métamorphique où la déformation majeure D2 est moins intense, notamment dans la partie ouest de la zone axiale (Cochelin *et al.*, 2017 ; Matte, 2002 ; Mirouse, 1962 ; Müller et Roger, 1977 ; Valero, 1974), mais également à l'Est de la chaîne, comme par exemple au cap de Creus (Druguet *et al.*, 1997). Cette phase D1 est antérieure au métamorphisme HT-BP tardi-varisque et a pu entraîner un épaissement crustal modéré avant l'épisode tardi-varisque de HT-BP affectant le segment pyrénéen (Azambre et Guitard, 2001a ; de Hoym de Marien, 2016).

La phase de déformation D2 est prépondérante dans la zone axiale des Pyrénées. Les travaux de L.U. Sitter et H.J. Zwart, (1960) et H.J. Zwart, (1979) et illustrés par J. Carreras et I. Capella (1994) ont mis en évidence deux domaines structuraux dont la déformation majeure (D2) est très différente. À la base, un domaine appelé « infrastructure » comprend des roches (migmatites, paragneiss, schistes métamorphiques et localement orthogneiss ordoviciens) affectées par un métamorphisme HT-BP dans le faciès amphibolite à granulite. Leur structure d'ensemble se caractérise par des foliations peu pentées définissant une forme en dôme. Une superstructure sus-jacente est constituée de métasédiments peu métamorphiques et affectés par des plis droits à isoclinaux et d'une schistosité de plan axial subverticale. En accord avec ces travaux précurseurs, Y. Denèle *et al.* (2009), B. Cochelin (2016), B. Cochelin *et al.* (2017) précisent le découplage entre la déformation dans la partie supérieure de la croûte (superstructure) et la partie inférieure de la croûte (infrastructure). Dans la partie supérieure de la croûte de la zone axiale, la déformation D2 est caractérisée par une schistosité E-W, fortement pentée, avec une évolution depuis un pendage sud au Nord, jusqu'à un pendage nord au Ssud et une linéation verticale à subverticale montrant une compression N-S (**Fig. 13** ; Cochelin, 2016 ; Cochelin *et al.*, 2017). Dans la partie inférieure de la croûte affleurant aux cœurs des dômes métamorphiques, on observe une foliation S2 horizontale à subhorizontale avec une linéation d'étirement de direction E-W témoignant d'un fluage latéral dans la croûte partiellement fondue (Cochelin 2016 ; Cochelin *et al.*, 2017). Cette déformation débute avant le pic de température (Cochelin, 2016; de Saint Blanquat, 1989) et est en partie rétrograde. Elle est interprétée comme résultant d'une compression N-S associée à un épaissement de la superstructure et un fluage latéral (amincissement) de l'infrastructure aboutissant à une épaisseur crustal quasi-constante et à une exhumation de la croûte partiellement fondue au niveau des dômes métamorphiques dans un contexte compressif.

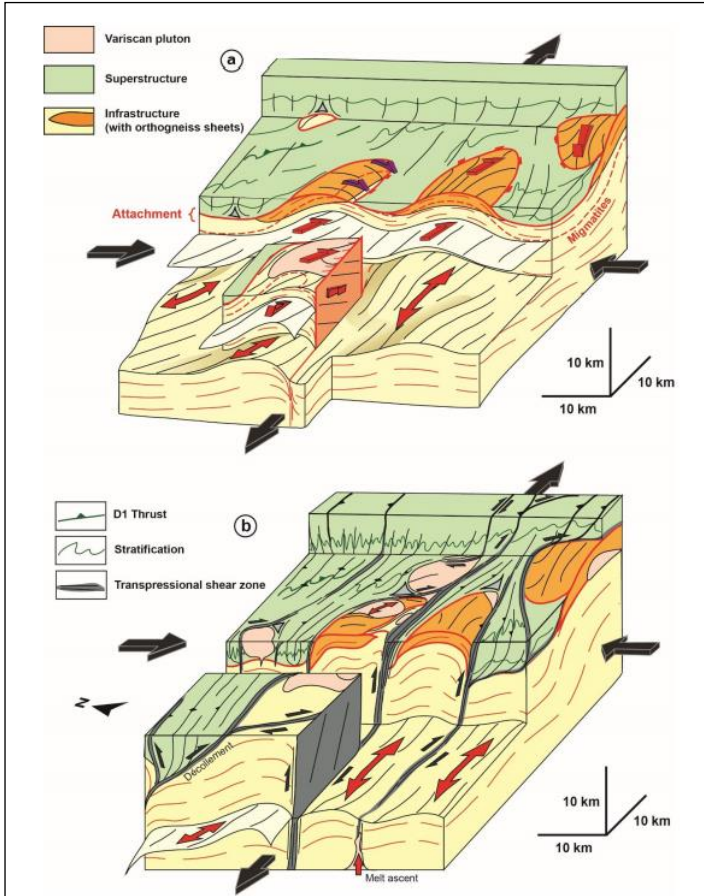


Fig. 13 - Schémas de l'évolution crustale de la zone axiale des Pyrénées à la fin de l'orogénèse hercynienne, avec une déformation D2 (a) et une déformation D3 (b), d'après B. Cochelin (2016).

La déformation tardi-varisque se termine par une 3^{ème} phase de déformation D3 représentée par un ensemble de bandes de cisaillement en régime de plus en plus fragile traduisant un contexte en transpression (Auréjac *et al.*, 2004 ; Denèle *et al.* 2008 ; Cochelin 2016 ; Cochelin *et al.*, 2017) au cours du refroidissement de la croûte pyrénéenne suite à l'important magmatisme et au métamorphisme HT-BP (Fig. 13). Cette déformation D3 accentue la structure des dômes métamorphiques. Cette phase de déformation est postérieure au pic métamorphique.

Les formations présentes sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet correspondent uniquement aux formations de la superstructure définie ci-dessus, représentée par les formations sédimentaires paléozoïques peu métamorphiques intrudées par les plutons de Quérigut et Millas (Superstructure symbolisée en vert sur les schémas a) et b) de la **Fig. 13**).

Description des structures et du métamorphisme dans les formations paléozoïques

Sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, les formations paléozoïques de la zone axiale peuvent être classées en deux catégories :

- 1- Les formations siluro-ordoviциennes du Paléozoïque inférieur ;
- 2- Les formations dévono-carbonifères du Paléozoïque supérieur. Toutes deux sont limitées au Nord par la FNP. En simplifiant, on peut considérer que l'ensemble des auteurs s'accordent sur l'existence d'une phase de déformation majeure, synchrone d'un métamorphisme de bas degré, auquel fait suite la mise en place des plutons. Néanmoins, des divergences existent sur les conditions métamorphiques associées aux différentes structures affectant les formations paléozoïques (schistosités, plis).

À l'échelle de la carte, la structure d'ensemble des formations paléozoïques antérieurement à l'intrusion des plutons granitiques est difficile à établir. Néanmoins, les travaux de W. Engel et D. Raymond (1983), D. Raymond et M. Weyant (1982), D. Raymond (1984) portant sur le Pays de Sault (feuille Ax-les-Thermes) montrent que les formations dévoniennes et carbonifères présentent des écaillages à leurs limites lithologiques dont le fonctionnement serait précoce par rapport à la déformation régionale D2. Ces écaillages ont été observés sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord du pluton de Quérigut et entre les plutons de Quérigut et de Millas. Les schistes siluriens auraient servi de surface de décollement à un chevauchement hercynien précoce (D1) à vergence sud (Raymond, 1986), superposant deux séries carbonatées dévoniennes hétéropiques au Nord du pluton.

Au Nord des plutons de Quérigut et de Millas, les formations paléozoïques sont structurées par les plis et chevauchements de la déformation D1. L'événement majeur D2 crée la schistosité régionale S2 orientée N80 à N100, plan axial d'un plissement isoclinal P2 à axes subhorizontaux, et se moule localement autour des plutons. Entre les deux plutons, les trajectoires de la schistosité S2 sont parallèles aux limites des plutons. Enfin dans les formations ordoviциennes au Sud du pluton de Millas, la schistosité S2 est de direction N80 à N110 (Messaoudi, 1990). Les plis P2 sont affectés par un plissement P3 de plan axial N060E, à axes redressés, qui s'inscriraient lors d'un continuum de déformation au cours de D2 (Aparicio, 1975 ; Raymond, 1986). D'autres auteurs attribuent D3 à un régime transcurrent senestre tardi-hercynien (Soula, 1982 ; Messaoudi *et al.*, 1993). Toutefois, le décrochement senestre du col des

Fillols, au Nord du pluton de Quérigut (feuille Ax-les-Thermes), auquel les auteurs précédents font référence, serait alpin, puisqu'il implique des dépôts permo-triasiques (Raymond, 1986).

Le pluton de Quérigut, daté à 307 Ma (Robert *et al.*, 2000), et celui de Millas sont intrusifs dans les formations gréso-pélitiques cambro-ordoviciennes, au Sud, et dans les formations carbonatées dévoniennes. Ces formations paléozoïques sont affectées par le métamorphisme régional auquel succède un métamorphisme de contact (Leterrier, 1972 ; Aparicio, 1975 ; Aubry, 1999 ; Monnot, 1999).

Le métamorphisme a surtout été étudié sur la bordure externe du pluton de Quérigut (carte d'Ax-les-Thermes) et dans les séptas métasédimentaires et skarns internes au pluton de Quérigut (Durand, 2006). Le métamorphisme affectant les septa micaschisteux a fait l'objet d'une étude par J. Leterrier et J.-J. Predali (1968). Les résultats et les conclusions ont, par la suite, été étendus aux métapélites encaissantes (Leterrier, 1972). Trois phases de déformation ont été identifiées :

- 1- La première correspond à l'apparition de la biotite et du grenat puis de minéraux postcinématiques représentés par l'andalousite, la cordiérite et la staurotite ;
- 2- La deuxième se traduit par l'apparition de la sillimanite au dépens de la biotite ;
- 3- Enfin, une troisième phase tardive est identifiée avec l'apparition de la muscovite. Pour J. Leterrier (1972), seule l'apparition tardive de la sillimanite serait induite par un métamorphisme de contact. À l'opposé, selon A. Autran *et al.* (1972), M. Aparicio (1975), A. Aubry (1999) et B. Monnot (1999), les minéraux métamorphiques attribuables au métamorphisme régional sont la chlorite, la muscovite, la zoïsite et la biotite, qui se développent au sein d'une schistosité pénétrative, aussi bien dans les métapélites que dans les formations carbonatées. Ces associations minérales révèlent des conditions du faciès schistes verts avec des pression et température de l'ordre de 0,3 – 0,4 GPa et 350-400 °C (Monnot, 1999). D'après les auteurs cités plus haut, le métamorphisme de contact des séries gréso-pélitiques s'accompagnerait de l'apparition de l'andalousite et de la biotite avec, dans certains niveaux, l'apparition de la cordiérite, de la sillimanite et du grenat almandin (Aparicio, 1975). Lors de la phase tardive rétrograde, une deuxième génération de micas blancs et de chlorites apparaît. Lors du métamorphisme de contact affectant les séries carbonatées, ces dernières évoluent depuis des marbres vers des skarns. Les marbres se caractérisent par la présence du diopside, de la trémolite et de la biotite. Les skarns, se développant sur plusieurs mètres au contact immédiat avec l'intrusif, correspondent à des roches riches en minéraux calcosilicatés : diopside, grenat, vésuvianite et wollastonite. Ces skarns apparaissent souvent sous des faciès rubanés. Ces derniers se caractérisent

par l'alternance de niveaux à calcite + diopside, grenat + vésuvianite + calcite + diopside et épidote + feldspath potassique + quartz. Ces différentes paragenèses impliquent des températures atteignant 400 à 600 °C et des fluides riches en H₂O nécessaires à la formation de wollastonite et vésuvianite ($X_{CO_2} < 0,1$).

Sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet, les études métamorphiques, hors zone de contact, ont été menées en particulier par D. Laffont (1971) et H. Messaoudi (1990) au Nord et entre les plutons de Quérigut et de Millas. À l'échelle de l'affleurement et de la lame mince, D. Laffont (1971) et H. Messaoudi (1990) décrivent dans l'encaissant paléozoïque plusieurs microstructures successives qu'ils attribuent à 3 (Laffont, 1971) ou 4 épisodes (Messaoudi, 1990). Ils s'accordent pour définir un premier assemblage métamorphique à chlorite + muscovite dans les conditions du faciès des schistes verts qui est associé à la déformation majeure S2 (Messaoudi, 1990). À proximité des plutons, apparaît l'assemblage suivant biotite + andalousite + cordiérite auquel s'ajoute la sillimanite fibrolitique. La préservation d'un premier assemblage synschisteux à chlorite + muscovite, visible au sein de porphyroblastes d'andalousite, implique que les formations paléozoïques ont été affectées par une déformation régionale et un métamorphisme de bas degré antérieurement à la mise en place des plutons de Quérigut et de Millas. Ces observations sont en accord avec les études menées régionalement (carte d'Ax-les-Thermes) dans l'encaissant (Cavet, 1960 ; Aparicio, 1975 ; Raymond, 1986 ; Raymond et Marre, 1988).

Le pluton de Quérigut développe un métamorphisme de contact (Cavet, 1957, 1960), superposé au métamorphisme régional HT-BP associé à la déformation majeure D2, dont l'intensité augmente vers le dôme gneissique de l'Aston-Hospitalet (Zwart, 1979 ; Wickham et Oxburgh, 1986), allant de l'anchizone près des contacts nord du pluton jusqu'au faciès schistes verts, voire amphibolite, au SW du pluton.

Structures dans les plutons de Quérigut et de Millas

La pétrologie, la géochimie, la structure et le métamorphisme du complexe plutonique de Quérigut et de Millas a fait l'objet de nombreux travaux (voir chapitre « Conditions de formation des entités géologiques »). D'un point de vue structural, les travaux de J. Pons (1971), D. Laffont (1971), J. Marre (1973, 1982), M. Aparicio (1975), H. Messaoudi (1990), J.-B. Auréjac *et al.* (2004) et Y. Denèle *et al.* (2008), basés sur l'analyse de la pétrofabrique, des structures et microstructures, ainsi que sur la mesure des susceptibilités magnétiques enregistrées par les roches intrusives au cours de leur mise en place et leur refroidissement, ont permis des avancées significatives dans la compréhension de la cinématique de mise en place.

Cartographiquement, les plutons de Quérigut et de Millas présentent des similarités. Ils se présentent sous forme d'une ellipse orientée E-W et se caractérisent par une zonation N-S associant différents faciès magmatiques (Letierrier, 1972).

Pluton de Quérigut - Dans l'unité granodioritique méridionale, les trajectoires de foliation sont subparallèles à la limite sud du pluton et concordantes avec la schistosité S2 de l'encaissant (**Fig. 14**). Les pendages, forts vers le Nord, avec des linéations proches de la ligne de plus grande pente, se verticalisent le long de la bordure. Les microstructures indiquent une augmentation progressive de la déformation à l'état solide, avec une diminution de la température vers le Sud. Plus au Nord, les deux unités monzogranitiques présentent deux familles structurales : l'une NE-SW à linéation subhorizontale, dominante dans le monzogranite à biotite, et l'autre de direction NW-SE à linéation également subhorizontale, répartie dans des couloirs de même direction NW-SE dominante dans le monzogranite à biotite-muscovite.

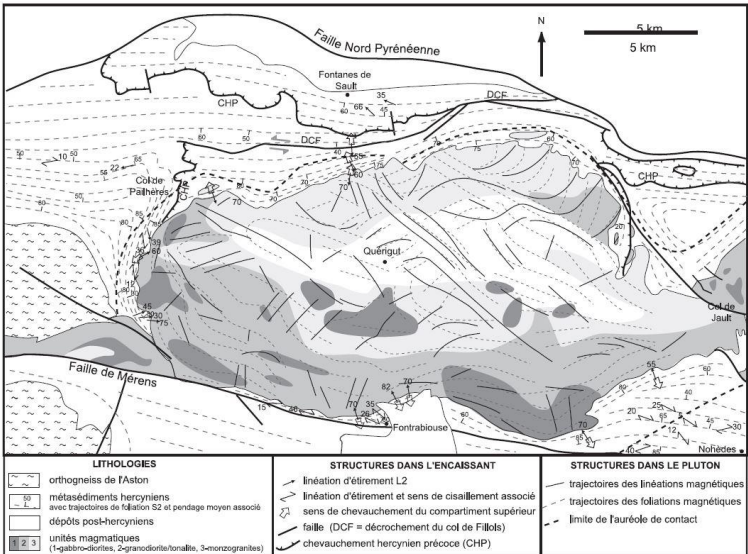


Fig. 14 - Carte synthétique des données structurales (foliations, linéations, critères cinématiques) dans le complexe plutonique de Quérigut et de son encaissant, d'après J.-B. Auréjac et al. (2004). CHP : Chevauchement hercynien précoce; DCF : Décrochement du col des Fillols.

Les zones à structuration NE-SW présentent des microstructures submagmatiques et les couloirs NW-SE sont caractérisés par des microstructures de moyenne à basse température auxquelles s'ajoute parfois une déformation cataclasique de basse température. C'est en particulier le cas

sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, entre le Tuc de Montnaie et le lieu-dit la Moulinasse où les faciès magmatiques sont déformés à moyenne et basse température (Auréjac *et al.*, 2004).

Pluton de Millas - En continuité avec le massif de Quérigut, le complexe plutonique de Millas a fait l'objet de différentes études structurales et microstructurales (Joly, 1982 ; Lagasquié, 1984 ; Messaoudi, 1990 ; Messaoudi *et al.*, 1993). Tout comme le complexe de Quérigut, celui de Millas d'allongement E-W est organisé selon un dispositif concentrique (**Fig. 15**). Dans la partie centrale (granite du pic de Toulouse), les trajectoires de foliation, organisées de façon concentrique, sont parallèles aux limites du granite : elles sont très redressées au Nord et présentent au Sud et à l'Ouest des pendages plus faibles vers l'intérieur du pluton. Les linéations sont globalement subhorizontales. À l'exception de la région d'Arboussols et d'une zone étroite à la bordure sud du massif (entre Rodès et le col de Jau), les foliations subverticales au Nord montrent des pendages dirigés vers l'intérieur du dispositif à l'Ouest et au Sud, ces unités s'enfonçant sous le granite central. Le complexe se présente donc comme un entonnoir dissymétrique, fortement allongé selon un axe E-W, déjeté vers le Sud et tronqué partiellement au Nord et à l'Est. Les trajectoires de foliations se complexifient dans la région d'Arboussols où elles dessinent un demi-dôme. De même dans la partie SW, à proximité du pluton de Quérigut, les trajectoires sont fortement pentées et les contacts entre granitoïdes sont indentés et forment un S. Sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, tout comme dans le pluton de Quérigut, on note la présence de couloirs d'orientation NW-SE à EW se caractérisant par une déformation de basse à moyenne température plus intense.

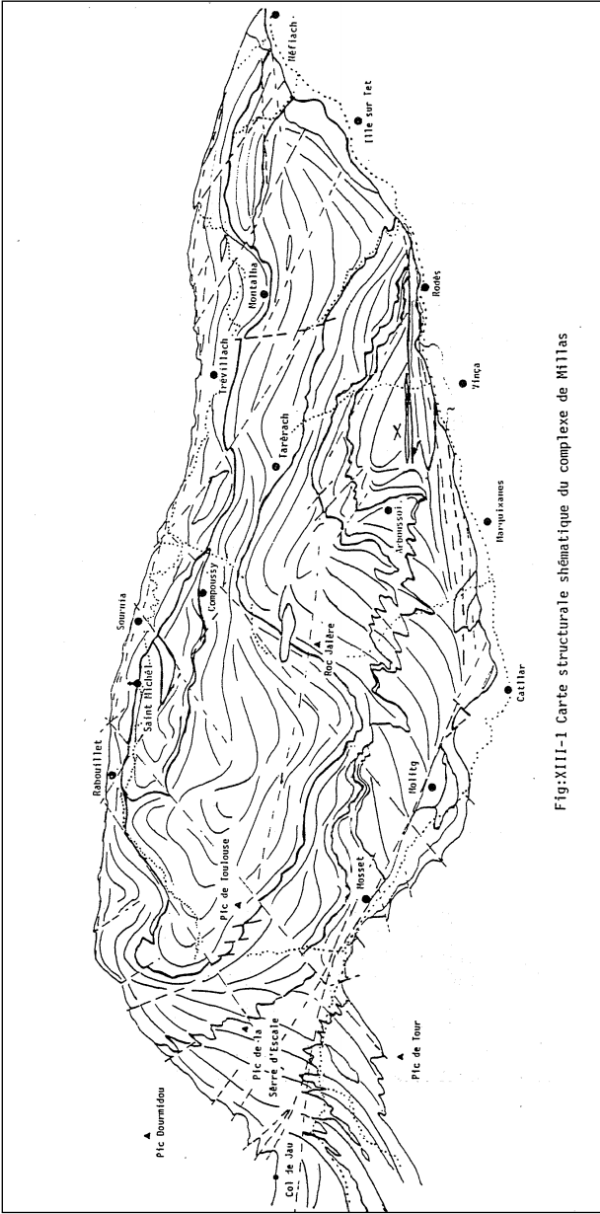


Fig.:XIII-1 Carte structurale schématique du complexe de Milas

Fig. 15 - Trajectoire de foliation magmatique dans le complexe granitique de Milas (Messaoudi, 1990).

Les nombreux travaux menés sur les plutons calco-alcalins, et parfois sur leur encaissant, au sein de la zone axiale, en particulier sur la carte d'Ax-les-Thermes (Bouchez et Gleizes, 1995 ; Evans *et al.*, 1997 ; Gleizes *et al.*, 1998a, b ; Auréjac *et al.*, 2004 ; Carreras *et al.*, 2004 ; Román-Berdiel *et al.*, 2004 ; Denèle *et al.*, 2008) s'accordent sur le caractère syntectonique de ces plutons dans un contexte transpressif dextre. Les arguments retenus sont :

- 1- La déformation à l'état subsolidus de ces plutons dans des corridors orientés N110°E à N130°E, à cinématique dextre
- 2- Le développement de points triples de schistosité asymétriques dans leur encaissant. Ces observations sont par ailleurs confirmées par les travaux récents de B. Cochelin *et al.* (2017).

STRUCTURES ET MÉTAMORPHISMES ALPINS

Déformation de la couverture mésozoïque nord-pyrénéenne

Les déformations précoces

Des déformations majeures précoces rapportées à une phase 1 ont été décrites principalement dans le synclinorium de Boucheville au sein de la ZIM (Choukroune, 1970, 1976 ; Meurisse, 1973). Largement reprises par la phase 2 actuellement plus visible, elles se marquent cependant par une schistosité de flux S1 de plan axial très souvent confondue avec la stratification S0 des marbres, et par des plis couchés d'amplitude métrique à hectométrique déversés selon une direction moyenne vers le Nord. Ces plis sont difficiles à observer directement et leur orientation axiale est mise en évidence surtout à partir des linéations d'intersection L1 régulièrement visibles. L'âge de la première phase de déformation D1 peut être approché grâce à l'étude du métamorphisme pyrénéen dans le synclinorium de Boucheville (voir plus loin). En effet certains minéraux formés par le métamorphisme (scapolites en particulier) sont déformés par D1 alors que d'autres sont synchrones et d'autres encore postérieurs (Choukroune, 1976). La phase 1 est donc en partie synchrone du métamorphisme de haute température daté entre 98 et 87 Ma (Cénomaniens inférieur à Coniacien inférieur) (Montigny *et al.*, 1986 ; Golberg et Maluski, 1988) et sont probablement liée à la phase extensive qui accompagne la formation des bassins de rift nord-pyrénéens.

En dehors du synclinorium de Boucheville, les structures de phase 1 sont difficiles à mettre en évidence et semblent même parfois invisibles (Choukroune et Meurisse, 1970 ; Meurisse, 1973). Des plis couchés synschisteux métriques à kilométriques accompagnés d'une linéation d'étirement N-S, synchrone du métamorphisme HT-BP, ont été cependant décrits dans la couverture du Nord du massif de l'Agly (Légier *et al.*, 1987) et associés à une phase tangentielle précoce vers le Nord. Une autre interprétation

(Vauchez *et al.*, 2013) associe les déformations précoces de la couverture nord de l'Agly à une cinématique normale en extension associée à l'exhumation éoalpine et préorogénique du massif cristallin au milieu du Crétacé (voir précédemment).

Par ailleurs, dans le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, les contacts entre les marnes noires albo-aptiennes du cœur et les calcaires plus anciens peuvent être supposés anormaux et liés à un décollement. Des enduits ferrugineux sont fréquemment observés à la surface supérieure des calcaires, qui pourraient évoquer des « hard-grounds », mais cette hypothèse est contredite par le fait que des enduits de ce type existent également sur le contact, indiscutablement anormal, qui sépare la lame de Puilarens du synclinal de Fosse (route au Sud de Caudiès). Ces décollements là aussi peuvent être associés à la phase extensive du Crétacé moyen, qui implique une tectonique salifère marquée accompagnée de remontées diapiriques importantes et formant des anticlinaux synsédimentaires (Ford et Vergés, 2020).

La présence de plis anticlinaux synsédimentaires, avec développement d'éventails sur les flancs, ont conduit les premiers auteurs (Durand-Delga, 1965 ; Choukroune, 1970, 1976) à évoquer une tectonique compressive. Il est désormais admis que ces structures précoces correspondent aux prémices de l'ouverture des bassins, traduisant le glissement de la couverture vers le dépôt-centre (Magné et Mattauer, 1968 ; Mattauer et Henry, 1974 ; Choukroune et Mattauer, 1978. ; Dauteuil, 1988). Ces premiers glissements de couverture apparaissent dès l'Aptien moyen dans les Pyrénées occidentales (Canérot et Lenoble, 1993). En profondeur, ce glissement de couverture se connecte probablement à un détachement qui va conduire à la soustraction de la croûte continentale et par conséquent à l'exhumation du manteau sous-continental. C'est ce processus extrême qui s'est produit sous le bassin de Boucheville. Les auteurs décrivent une déformation ductile associée à une tectonique en extension sous un gradient géothermique anormalement élevé qui accompagne l'amincissement crustal du Crétacé moyen et va conduire à l'exhumation du manteau sous-continental (Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Chelalou *et al.*, 2016 ; Ducoux *et al.*, 2019). Elle est alors également responsable de l'exhumation des massif nord-pyrénéens de l'Agly (Vauchez *et al.*, 2013) et du Saint-Barthélémy (de Saint Blanquat *et al.*, 1986).

Les grands plis E-W, les failles et la tectonique salifère associées

La couverture mésozoïque nord-pyrénéenne est affectée par de grands plis E-W d'échelle cartographique déversés vers le Nord (Gélard, 1969). Ils sont associés aux grandes failles inverses de même direction E-W et chevauchantes vers le Nord qui séparent les principales structures plicatives de la carte. Du Sud au Nord, on observe (*cf.* coupe structurale) :

- 1- Au Sud des massifs de l'Agly et de Salvezines, le synclinorium de marbres noirs de la forêt de Boucheville (dont les marnes albiennes constituent le protolithe) et son prolongement occidental dans la région du Clat. Limité au Sud par la FNP et au Nord par la faille bordière méridionale ;
- 2- Les massifs nord-pyrénéens de L'Agly-Salvezines formant un anticlinal chevauchant vers le Nord ;
- 3- Le synclinal d'Axat pincé entre le massif de Salvezines au Sud et le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord, qu'il chevauche le long de la lame de Puilaurens. Si les séries jurassiques sont identiques entre le synclinal d'Axat et celui de Saint-Paul-de-Fenouillet, les séries crétacées montrent en revanche des différences. Celles-ci portent sur les alternances de dépôts de marnes et de calcaires d'âge urgonien. De même, à l'Albien moyen à supérieur, les formations d'Artigues (équivalent chronologique du flysch noir) et de la Serre des Aiguilles ne sont présentes qu'au Sud, en accord avec une variabilité de la profondeur de dépôt au Crétacé moyen ;
- 4- Le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet est particulièrement caractéristique puisque, de part et d'autre de son cœur formé de marnes albiennes (n5c-6A), ses deux flancs sont bien conservés et constituent la lame de Puilaurens au Sud et le chaînon de Galamus au Nord. La géométrie en profondeur du synclinal se complexifie à l'Ouest de Caudiès-de-Fenouillèdes où s'amortit l'anticlinal de Pierre-Lys qui sépare le synclinal de Lapradelle au Sud de celui de Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord.

L'observation des différences d'épaisseur des séries sédimentaires dans les divers synclinaux ont conduit à considérer que les grandes failles longitudinales ont pu se former dès la période tardi-hercynienne (voir synthèse dans M. Durand-Delga, 1980) et rejouer plusieurs fois pendant et après la sédimentation (Peybernès, 1976). Aujourd'hui ces mêmes observations, associées au fait que le synclinal d'Axat et celui de Saint-Paul sont accolés sans qu'un anticlinal ne les sépare, permettent, en accord avec la présence de nombreux affleurements de marnes à évaporites du Keuper dans toute la partie orientale de la zone nord-pyrénéenne, d'étayer l'hypothèse d'un diapir salifère précoce (actif durant la période Albien- Cénomanién inférieur), préexistant entre les deux synclinaux, réduit ensuite en lanière lors de la reprise en tectonique transpressive (Ford et Vergés, 2021).

Au sein du synclinorium de Boucheville, étudié en détail par P. Choukroune (1970, 1976), les plis synschisteux E-W de phase 2 sont décrits à différentes échelles, des « microplis » en chevrons de cette phase sont régulièrement observés à l'échelle de l'affleurement. Ils reprennent une schistosité S1 antérieure (acquise lors de la phase 1), alors qu'une schistosité S2 subverticale se développe surtout dans les charnières des microplis. La

structure globale en synclinorium est mise en évidence cartographiquement à partir des affleurements sur les bordures et vers l'Ouest de terrains plus anciens jurassiques à Crétacé inférieur ; mais au sein du synclinorium les structures anticlinales plurihectométriques apparaissent prédominantes et confèrent un aspect bombé d'anticlinorium au cœur de la structure de Boucheville (Choukroune, 1976). Plus à l'Ouest, les anticlinaux permettent la mise à l'affleurement de terrains supposés liasiques. La structure plissée de Boucheville présente un déversement global vers le Nord, les axes de plis sont généralement subhorizontaux sauf près des failles bordières où, d'après P. Choukroune (1976), ils deviennent très plongeants, associés à une phase tardive 3 (Fig. 16).

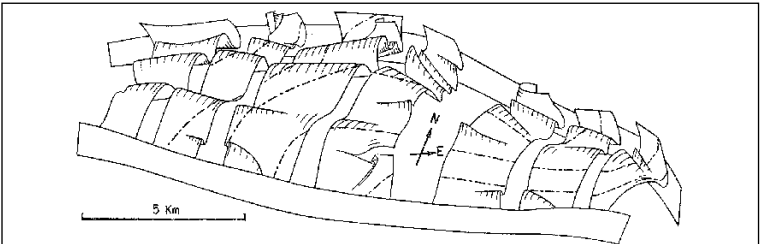


FIG. 10. — Allure du plissement 2 affectant S₁ dans l'ensemble du synclinorium de Boucheville.

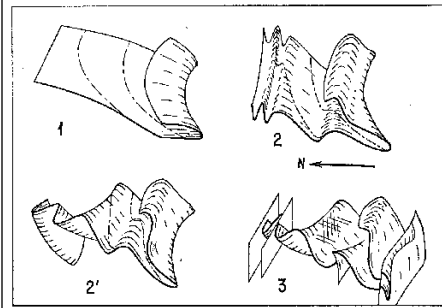


FIG. 11. — Résumé de la succession des déformations dans le synclinorium de Boucheville.

Fig. 16 - Allure du plissement 2 affectant S₁ (en haut) et résumé des successions des déformations (en bas) dans le synclinorium de Boucheville, d'après P. Choukroune (1976).

Ces grandes structures plicatives à vergence nord sont rapportées à une phase 2 de la tectonique régionale (Choukroune et Meurisse, 1970 ; Meurisse, 1973 ; Choukroune, 1992). Ce régime compressif, qui démarre au Sénonien (Choukroune, 1976) et se poursuit à l'Eocène, va inverser le bassin de rift, ouvert au Crétacé moyen, en progressant d'Est en Ouest (Choukroune et Mattauer, 1978). Pour O. Dauteuil (1988), les plis attribués ici aux phases 2 et

3 résulteraient d'une seule phase de déformation qui se serait produite au Crétacé supérieur en régime décrochant senestre.

Les déformations tardives

Les plis principaux E-W de phase 2 ont été repris par des plis courts plus tardifs à axes généralement très redressés d'orientation moyenne N130 (Choukroune, 1976 ; Leblanc et Vaudin, 1984). Sur le territoire de la carte Saint-Paul-de-Fenouillet, ces plis ont été observés sur toute la largeur de la ZNP. L'un des plus nets est celui du col de St-Louis dont la charnière synclinale est parfaitement visible à 1 km à l'Ouest de Caudiès de Fenouillèdes. On peut citer, sur le même flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, les plis des gorges de Galamus, de Prugnanes et surtout celui du Pic d'Embrosse juste au Nord d'Axat. Contrairement à ce qu'on pensait jusqu'ici, ce dernier ne représente pas le flanc sud du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet et n'est donc pas un équivalent de la lame monoclinale de Puilaurens, mais seulement un repli tardif du flanc nord du synclinal. Ce repli et une faille associée tardive affectent aussi la faille chevauchante suivie entre Axat et Puilaurens, et de tels exemples de plissements des failles majeures ne sont pas rares : plis de la Folie et du col de Tulla – Pech des Carabatets, à l'Est de Salvezines, pli des gorges de l'Aude au Nord de la centrale hydroélectrique de Nentilla.

La géométrie caractéristique des plis de phase 3 montre qu'ils se sont formés sous l'effet d'un mouvement de décrochement senestre qui a affecté toute la largeur de la ZNP, les déplacements les plus importants étant probablement localisés le long des grandes fractures E-W qui affectent le socle comme la couverture (Leblanc et Vaudin, 1984). Cette troisième phase de déformation est considérée par P. Choukroune (1970, 1976) comme étant la seule phase pyrénéenne datée de l'Eocène supérieur.

Enfin, le Mésozoïque de la ZNP est également affecté par des failles transversales assez abondantes qui présentent souvent une composante décrochante senestre.

Il semble que la phase de déformation "pyrénéenne" (Eocène moyen), qui est la seule à affecter les brèches post-albiennes, n'ait pas eu une importance très considérable. Cette phase de compression N-S aurait seulement fait rejouer en failles inverses les grands accidents E-W, accentuant ainsi le déversement et le chevauchement vers le Nord des plis E-W de phase 2. Elle serait aussi responsable de l'apparition des petits décrochements senestres N50 (lame de Puilaurens au Nord du massif de l'Agly, Est du Clat), parfois associés à des décrochements conjugués dextres N130 (Dauteuil, 1988).

Le métamorphisme alpin de la Zone interne métamorphique

Un métamorphisme dit "pyrénéen", caractérisé par de hautes températures et de basses pressions, a affecté les terrains mésozoïques de la bande comprise entre la FNP et la faille bordière sud des massifs hercyniens nord-pyrénéens, c'est-à-dire le synclinorium de la forêt de Boucheville et son prolongement occidental vers la région du Clat et du Pays de Sault. La zone transformée par le métamorphisme, dénommée « Zone interne métamorphique » (ZIM) ou « Zone métamorphique nord-pyrénéenne », large de 1 à 5 km de large mais longue d'environ 300 km, n'est cependant pas strictement limitée à cette bande puisque les effets du métamorphisme ont été observés au Nord de la faille bordière méridionale des massifs hercyniens (région d'Estagel au Nord du massif de l'Agly, dans les Barronies de Bigorre au Nord du massif de la Barousse par exemple). Néanmoins, cette dernière marque toujours un saut dans l'intensité du métamorphisme, lequel diminue très rapidement en s'éloignant de la faille vers le Nord (pour une revue détaillée voir M. Ducoux, 2017).

Le métamorphisme est de haute température, 450 à 600 °C, et de basse pression, 3 à 4 kbar, (Golberg, 1987 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Clerc, 2012) et est décrit comme un métamorphisme thermique régional (Golberg et Leyreloup, 1990). Les minéraux de métamorphisme forment des assemblages variés dépendant très largement de la composition initiale de la roche ce qui rend extrêmement difficile le tracé d'isogrades. En règle générale, les roches carbonatées sont recristallisées avec apparition de phlogopite, scapolite abondante et, plus rarement, trémolite, orthose ou diopside. La paragenèse des formations gréso-pélitiques associe quartz, orthose, plagioclase, phlogopite, chlorite, biotite, scapolite et silicates d'aluminium (Bernus Maury, 1984).

Le métamorphisme est contemporain d'un épisode de magmatisme alcalin affectant la zone nord-pyrénéenne (Montigny *et al.*, 1986 ; Azambre *et al.*, 1992 ; Rossy *et al.*, 1992) et associé à la mise en place des massifs de roches mantelliques, des écailles de croûte granulitisée et d'un hydrothermalisme albitique ou talcifère (*cf.* C. Clerc, 2012 pour une revue détaillée). Il est ainsi attribué à une anomalie thermique elle-même liée à l'ouverture des bassins nord-pyrénéens.

L'âge du métamorphisme sur l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne est compris entre l'Albien et le Maastrichtien basal (Albarède et Michard Vitrac, 1978 ; Montigny *et al.*, 1986 ; Golberg et Maluski, 1988) avec une grande majorité des datations comprise entre 110 et 87 Ma (*cf.* C. Clerc, 2012 pour une revue détaillée). Au niveau de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, il est daté de 95 à 87 Ma (Cénomaniens à Coniaciens) par les méthodes K-Ar sur minéraux magmatiques et métamorphiques (Montigny *et al.*, 1986) et ^{39}Ar - ^{40}Ar sur micas provenant de métapélites mésozoïques (Golberg et Maluski, 1988), et de 98 à 92 Ma (Albien terminal à Cénomaniens) par la méthode U-Th-Pb sur les titanites et monazites provenant d'une albitite (Poujol *et al.*, 2010).

Le métamorphisme s'est essentiellement manifesté pendant et localement après les deux premières phases de déformation définie par P. Choukroune (1970, 1976) dans le synclinorium de Boucheville (Bernus Maury, 1984 ; Golberg, 1987). Il est donc contemporain :

- 1- De la phase majeure responsable des plis couchés hectométriques à axe courbe aujourd'hui attribués à la tectonique distensive en base de bassin ;
- 2- De la deuxième phase de plissement ayant généré des mégastuctures plurihectométriques avec une direction générale proche de E-W, et déversées vers le Nord, aujourd'hui attribuée à la première phase compressive (Crétacé supérieur).

Le métamorphisme pyrénéen est attribué à un amincissement crustal et lithosphérique (Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Golberg, 1987 ; Dauteuil, 1988), lié à l'épisode de rifting continental du Crétacé moyen (Souquet *et al.*, 1977 ; Dixon *et al.*, 1981 ; Vielzeuf et Kornprobst 1984; Guiraud et Séguret 1985 ; Wickham et Oxburgh 1985 ; Golberg *et al.*, 1988 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc, 2012), en lien avec la remontée du manteau sous-continental et le magmatisme alcalin (*cf.* paragraphe « Conditions de mise en place des entités géologiques »). L'amincissement crustal résulterait du déplacement, en jeu décrochant senestre (en transtension), de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne (Hirn, 1980 ; Golberg et Leyreloup, 1990). Plusieurs modèles de cinématiques des plaques se confrontent pour tenter d'expliquer le déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe (*cf.* paragraphe « L'amincissement crustal préorogénique et le déplacement de l'Ibérie »). Sans rejeter le caractère transtensif senestre, les publications récentes s'accordent à minimiser l'ampleur de ce décrochement. (Canérot, 2017).

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Située à l'extrémité orientale des contreforts pyrénéens, l'histoire géologique la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet s'étale depuis la fin du Précambrien jusqu'au Quaternaire. Cette histoire résulte de la succession de deux cycles principaux :

- 1- Le cycle varisque, prenant fin au Paléozoïque supérieur ;
- 2- Le cycle alpin auquel se rattache l'évolution géodynamique récente.

Le segment pyrénéen de la chaîne varisque a la particularité d'être essentiellement affecté par la phase tardi-orogénique (dite hercynienne) sans trace d'un épisode de haute pression et d'épaississement crustal important antérieur. Pendant cette phase tardi-orogénique, les Pyrénées sont affectés par un métamorphisme haute température – basse pression (HT-BP) associé à un magmatisme abondant et une importante déformation de la croûte. La chaîne hercynienne pyrénéenne une fois intégrée dans le supercontinent de la Pangée,

va connaître les prémices d'une extension au Permien puis dès le Trias où s'installe un bassin sédimentaire connectant la Téthys à l'Est et l'Atlantique central à l'Ouest. À la fin du jurassique, un bombement (thermique ?) généralisé conduit à une émergence quasi-complète du domaine. Il s'ensuit, dès le Crétacé moyen, la formation de nouveaux bassins alignés sur la partie nord du domaine, la futur Zone nord-pyrénéenne. Ce rifting évolue dès l'Albien vers un hyper-étirement de la croûte jusqu'à l'exhumation de roches mantelliques sous-continentales (lherzolites). Cet hyper-étirement crustal, provoquant la dénudation locale du manteau, un magmatisme alcalin et un métasomatisme marqué, génère aussi une anomalie thermique responsable d'un métamorphisme de HT-BP localisé en bordure sud de la zone nord-pyrénéenne dans la zone interne métamorphique. Enfin, dès le Sénonien inférieur, la convergence entre les plaques européenne et ibérique entraîne la fermeture des bassins crétacés et une collision continentale à l'origine des Pyrénées et leurs reliefs d'aujourd'hui. Les Pyrénées sont donc nées de la fermeture des bassins crétacés. Cette phase d'inversion a eu pour conséquence l'exhumation de roches du socle varisque par empilement de nappes de charriage (vers le Sud) dans l'ensemble de la Zone axiale. Contrairement à l'orogénèse varisque et à l'extension crétacée, l'inversion alpine se déroule dans un régime de basse température.

LES PREMIERS TÉMOINS DE L'HISTOIRE

L'histoire précoce de la région est extrêmement fragmentaire. Ceci est lié en particulier à la rareté ou l'absence de jalons chronologiques comme les fossiles, mais surtout aux événements tectoniques ultérieurs qui ont partiellement effacé les traces du passé. Néanmoins, les méthodes de datation modernes permettent de remonter le temps. Ainsi, la datation de zircons détritiques inclus dans des sédiments permet de tracer la provenance de ces sédiments et de fixer leur âge maximal de dépôt. De telles études ont été menées au Maroc, en Espagne, en Occitanie (Montagne noire et Pyrénées-Orientales) et en Sardaigne dans des sédiments cambro-ordoviciens. La corrélation des âges suggère qu'entre 1200 Ma et 900 Ma, les Pyrénées devaient se situer entre la Montagne noire et la Sardaigne (**Fig. 17**). Ces zircons seraient issus, d'après Padel *et al.* (2017), de l'érosion d'anciens cratons archéens (méta-craton saharien et arabo-Nubian).

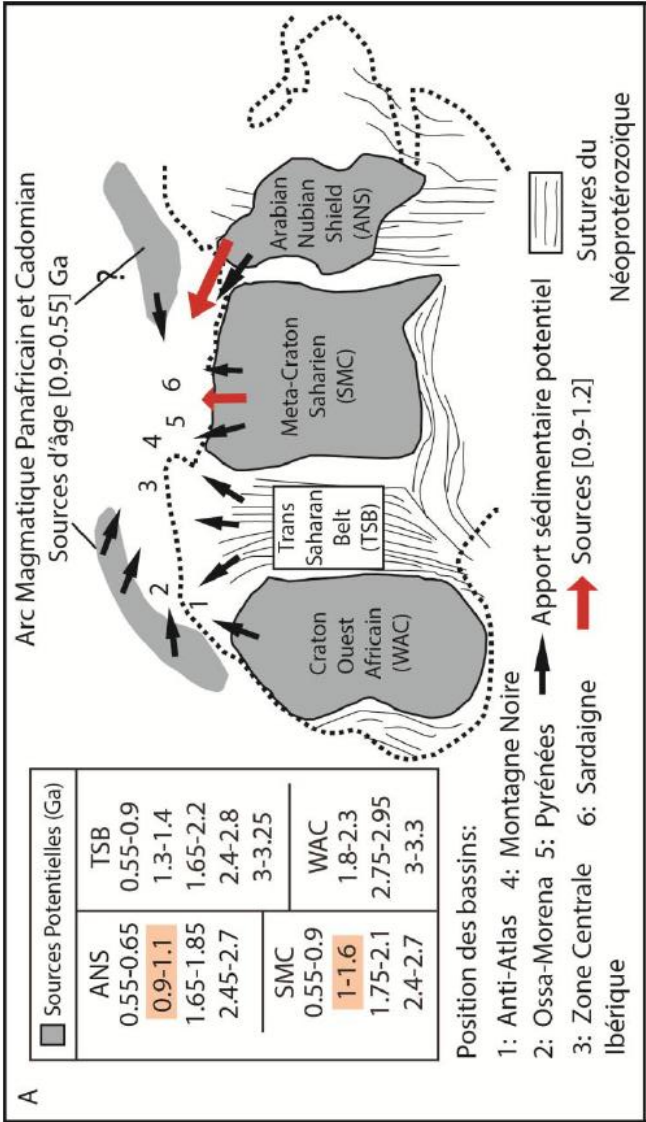


Fig. 17 - Proposition de paléoposition relative des différents domaines de la marge périgondwanienne au cours du Cambrien inférieur (Terreneuvien), d'après les analyses des zircons détritiques de l'intervalle 1,2 - 0,9 Ga, d'après M. Padel *et al.* (2017).

LE CYCLE VARISQUE

Les premières étapes de l'histoire régionale antérieures à l'orogénèse varisque sont difficiles à établir en raison de la succession de deux orogénèses, varisque puis alpine, qui ont disloqué, métamorphisé à des degrés divers les entités géologiques. Néanmoins, la cartographie géologique, les études stratigraphiques, sédimentologiques, paléontologiques, géochronologiques et géochimiques ont permis de distinguer deux grandes périodes dans le cycle varisque :

- 1- L'une s'étale de l'Édiacarien à l'Ordovicien inférieur
- 2- L'autre s'étend de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère.

De l'Édiacarien à l'Ordovicien inférieur : les événements pré-sardes

Deux événements magmatiques caractérisent cette période au niveau régional :

- un plutonisme est connu à la limite Ediacarien-Cambrien dans la zone axiale des Pyrénées et dans le massif de l'Agly. Dans le massif de l'Agly, il s'agit de sills de granites porphyriques calco-alcalins datés à 540 Ma, intrusifs dans des sédiments qui donneront les gneiss de Bélesta, et de sills granitiques datés à 530 Ma (Tournaire-Guille *et al.*, 2019). Dans la zone axiale de la partie orientale des Pyrénées, deux orthogneiss sont datés de l'Édiacarien (Castiñeiras *et al.*, 2008) : les gneiss du Port (553 ± 4 Ma) et de Mas Blanc (560 ± 7 Ma) ;
 - le deuxième événement magmatique correspond à des pulsations volcaniques datés dans la zone axiale des Pyrénées entre 580 et 530 Ma (Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Laumonier *et al.*, 2015 ; Padel *et al.*, 2017). L'âge à 580 Ma ou 550 Ma des premiers épisodes volcaniques a fait l'objet de débats (Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008), mais le scénario a été récemment révisé suite à l'utilisation de la méthode d'ablation laser (La-ICP-MS) sur zircon (Padel *et al.*, 2017). Trois édifices volcano-détritiques successifs dont les âges s'échelonnent entre 577-558 Ma, 559–554 Ma et 542–532 Ma sont ainsi distingués. Le contexte géodynamique de ce magmatisme en bordure du Gondwana est débattu. Selon M. Padel *et al.* (2017), l'analyse géochimique des différents niveaux volcanogéniques (basiques et acides) interstratifiés dans les roches édiacariennes (Groupe de Canaveilles) suggère la succession de deux types de magmatisme :
- 1- L'un essentiellement basaltique et tholéiitique, associé à un régime extensif ;
 - 2- L'autre essentiellement acide et calco-alcalin, mis en relation avec l'orogénèse cadomienne.

Dans les Pyrénées, l'essentiel des formations sédimentaires d'âge édiacarien à ordovicien inférieur sont présentes dans les parties centrales et orientales de la zone axiale pyrénéenne. À cette époque, les Pyrénées tout comme la zone sud-armoricaine, la Vendée, la Montagne noire et la Sardaigne se situaient en marge nord d'un vaste continent le Gondwana (*cf.* Matte, 2001 ; Pouclet *et al.*, 2016).

Les formations géologiques pyrénéennes pré-sardes initialement désignées sous le nom de séries (Cavet, 1957) sont désormais divisées en 2 groupes : Canaveilles et Jujols (Laumonier, 1988 ; Laumonier *et al.*, 1996, 2004, 2015 ; Padel, 2016 et **Fig. 18**).

À la base, le Groupe de Canaveilles comprend une série monotone de shales plus ou moins schisteux dans lesquels s'intercalent des niveaux de rhyolites, de brèches volcano-sédimentaires, de marbres et de grès. L'âge Édiacarien de ce groupe est contraint par les datations des épisodes volcaniques (voir **Fig. 19** et Padel, 2016).

Le Groupe de Jujols, qui surmonte celui de Canaveilles, est constitué de carbonates à olistostromes (Formation de Tregura) et schistes rubanés à niveaux microconglomératiques (Formations d'Alos d'Isil et d'Alins), séparés par un niveau carbonaté associé à la Formation Lleret-Bayau. Il s'y ajoute des marbres, calcschistes, schistes à nodules carbonatés (Formation de Valcebollère) et des schistes rubanés (Formation de Jujols). L'âge du Groupe est considéré comme Cambrien.

Dans le massif de l'Agly, les paragneiss des formations de Bélesta et Caramany sont intrudés par des orthogneiss dont le protolithe est cambrien, ce qui implique des âges de sédimentation antérieurs à la limite Ediacarien-Cambrien. Ces gneiss sont surmontés par des formations métasédimentaires (Formation du col de la Bataille) dont on ne connaît pas l'âge avec précision. Selon G.-M. Berger *et al.* (1996), la série de Força Real présenterait des similitudes de faciès avec le Groupe de Jujols, ce qui la situerait dans le Cambrien.

À l'échelle régionale, l'Ordovicien inférieur et une partie de l'Ordovicien moyen sédimentaire sont absents, l'Ordovicien supérieur reposant en discordance sur des formations plus anciennes (*cf.* Barnolas et Chiron, 1996). En revanche, à cette même période (~477-470 Ma), un magmatisme est connu dans la zone axiale pyrénéenne (Barbey *et al.*, 2001 ; Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Denèle *et al.*, 2009 ; Mezger et Gerdes 2016). Dans le massif de l'Agly, les orthogneiss de Riverolles pourraient également être d'âge ordovicien (Tournaire-Guille *et al.*, 2019). L'origine précise de ce magmatisme fait encore débat (*cf.* Paquette *et al.*, 2017). Il pourrait être associé à des épisodes extensifs en lien avec l'ouverture de domaines océaniques en marge nord du Gondwana : océan rhéique et océan médio-européen (Matte, 2011).

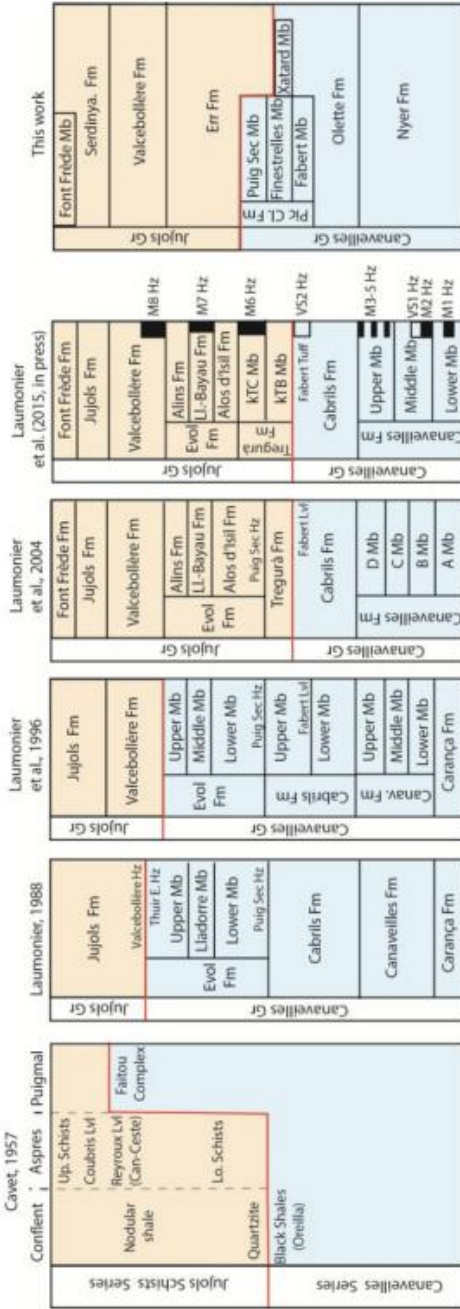


Fig. 18 - Historique de l'évolution des découpages lithostratigraphiques des groupes de Canaveilles et Jujols d'après M. Padel (2016).

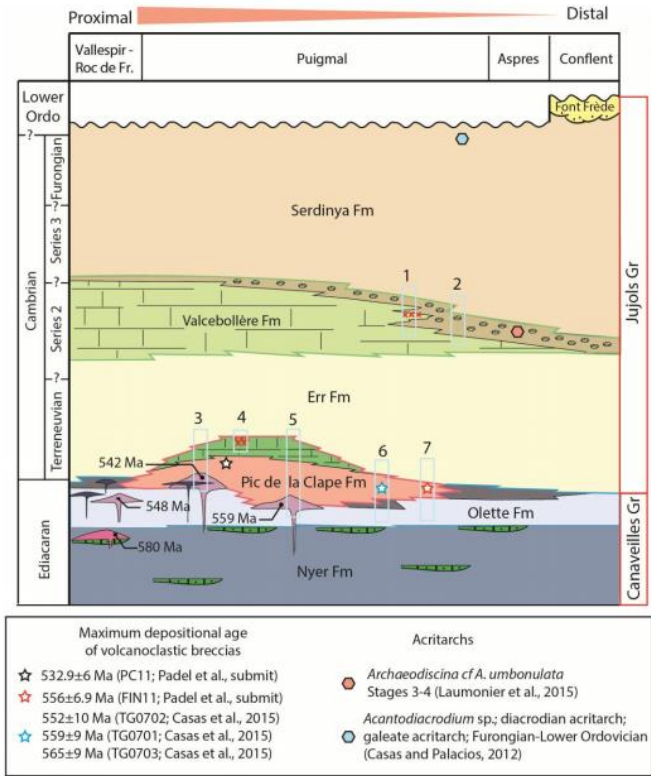


Fig. 19 - Nouvelle charte stratigraphique proposée pour la période Édiacarien – Ordovicien inférieur de l’Est des Pyrénées (sans échelle), d’après M. Padel (2016).

De l’Ordovicien supérieur au Carbonifère inférieur

La sédimentation reprend de l’Ordovicien supérieur, avec le dépôt de grès quartzites dans les Pyrénées orientales et de carbonates de plateforme dans les Pyrénées centrales. Elle se poursuit jusqu’au Carbonifère inférieur (464-326 Ma). Après un épisode de dépôts sédimentaires anoxiques au Silurien, la sédimentation devient de plus en plus carbonatée au Dévonien, témoignant d’une plateforme d’abord peu profonde en bordure du Gondwana et qui devient de plus en plus distale à la transition avec le Carbonifère.

À l’échelle des Pyrénées, l’Ordovicien supérieur se caractérise par des dépôts d’abord conglomératiques (Caradoc), puis des dépôts grauwackeux

(Asghill) appelés « schistes troués ». Ces schistes troués associés à des quartzites, des conglomérats et des schistes blancs sont décrits dans le massif de l'Agly (Berger *et al.*, 1993). Le passage de L'Ordovicien au Silurien se fait sans grand changement de faciès avec cependant un enrichissement en matière organique conduisant aux séries dites des « schistes ampélitiques noirs ». Le Silurien est généralement très pélitique, mais on distingue également des passées de calcaires et de tufs vers son sommet. Le passage au Dévonien basal se caractérise par des calcschistes puis par une augmentation de la sédimentation carbonatée jusqu'au Carbonifère basal. Bien affleurantes dans la partie occidentale et centrale de la zone axiale des Pyrénées, les formations dévono-carbonifères prévarisques sont peu représentées à l'Est. On les connaît dans la zone sud de la Haute-Chaîne (versant espagnol), le Conflent, les Aspres, le Pays de Sault, le massif de l'Agly.

Carbonifère supérieur : les faciès Culm, premières manifestations de l'orogénèse varisque

C'est au Carbonifère moyen qu'apparaissent les premières manifestations de l'orogénèse hercynienne dans la sédimentation régionale. Ces dépôts synorogéniques désignés sous le nom de Culm sont diachrones à l'échelle des Pyrénées. Sur une transversale d'Est en Ouest, ils passent d'un âge viséen dans le massif du Mouthoumet, à namurien dans la haute chaîne et westphalien dans le Pays basque. Interprétés comme des sédiments détritiques d'avant-fosse relativement à la chaîne principale localisée dans le Massif Central, ces dépôts présentent des faciès très variables :

- 1- Conglomérats plus ou moins organisés déposés dans des mégachenaux ;
- 2- Grès déposés en lentilles dans des chenaux ;
- 3- Grès fins, silts et pélites indiquant des dépôts turbiditiques distaux ;
- 4- Pélites fines correspondant à des hémipélagites plus ou moins carbonatées déposées en milieu marin profond, ou bien encore ;
- 5- Dépôts chaotiques à olistolithes de calcaires ou de pélites à faune benthique glissés sur des pentes entre plateforme et bassin.

L'orogénèse varisque

La chaîne varisque, connue également sous le nom de chaîne hercynienne dans son expression tardive, forme l'ossature des vieux massifs européens : Portugal, Ibérie centrale, Sud de l'Angleterre, Massif armoricain, Massif central, Montagne noire, Pyrénées, Corse, Vosges, Ardennes, Massif bohémien (**Fig. 20**). Issue de la collision entre les continents la Laurussia-Baltica au Nord et Gondwana au Sud, elle s'étendait des Appalaches jusqu'à l'Oural.

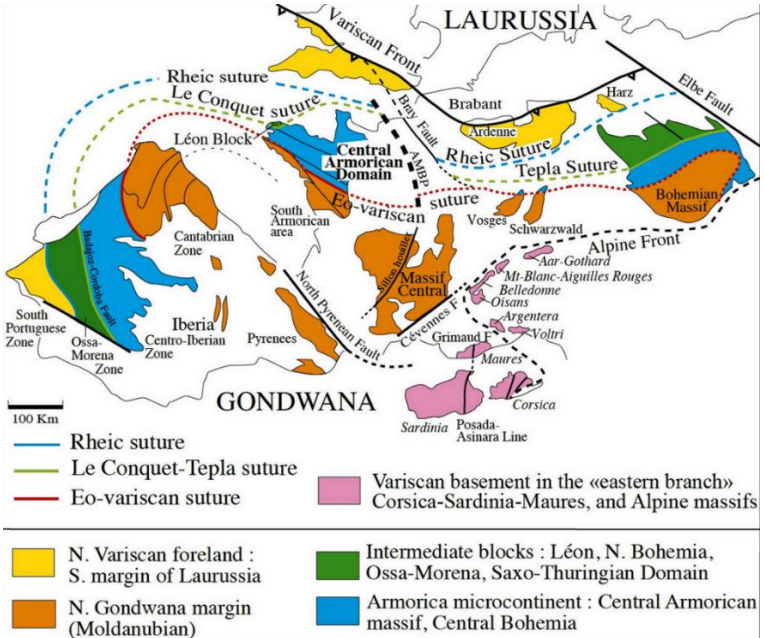


Fig. 20 - Schéma tectonique de la chaîne varisque ouest-européenne et des trois sutures séparant les blocs continentaux (Faure, 2020).

En Europe de l'Ouest (**Fig. 20**), elle résulte de la collision entre les plaques Avalonia au Nord et Gondwana au Sud (auquel appartenait les Pyrénées) durant le Carbonifère inférieur. Elle fait suite à la subduction de plusieurs domaines océaniques (océan rhéique et médio-européen) entre 420 et 360 Ma (cf. Matte, 2001 ; Ordóñez Casado *et al.*, 2001; Paquette *et al.*, 2003 ; Roger et Matte, 2005 ; Giacomini *et al.*, 2006) conduisant à la formation, entre 380 et 360 Ma puis l'exhumation, entre 360 et 350 Ma, d'unités de hautes pression (HP) aujourd'hui dispersées dans les zones internes de la chaîne (**Fig. 21**). Dans ce contexte et à cette époque (Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur), les Pyrénées, situées en position externe se situaient dans un domaine de plateforme puis un domaine abyssal.

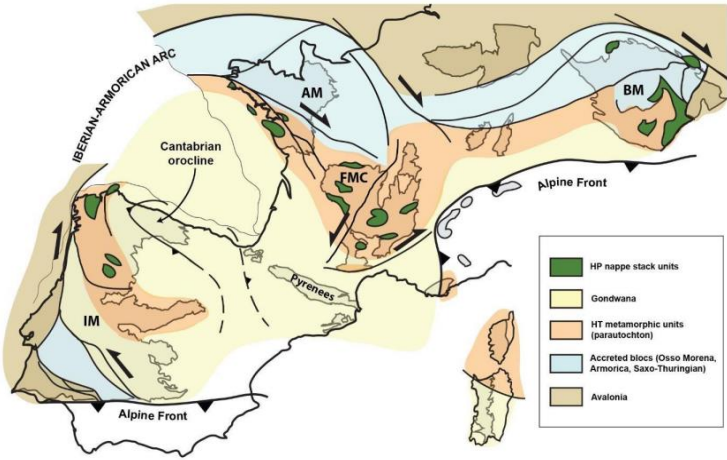


Fig. 21 - Carte structurale schématique de la chaîne varisque ouest-européenne d'après B. Cochelin (2016). L'Ibérie, la Corse et la Sardaigne sont ici dans leur position actuelle. AM : Massif Armoricain, BM : Massif de Bohême, FMC : Massif Central français, IM : Massif Ibérique.

Dans les zones internes de la chaîne (en France : Sud du Massif armoricain et Massif central), la collision a entraîné un épaississement crustal par empilement de nappes (Burg *et al.*, 1987 ; Faure *et al.*, 2008 ; Pitra *et al.*, 2010 ; Ballèvre *et al.*, 2014) impliquant les unités de HP déjà exhumées (Lardeaux *et al.*, 2001 ; Štípská *et al.*, 2004 ; Faure *et al.*, 2008 ; Philippon *et al.*, 2009 ; Díez Fernández *et al.*, 2011). À la suite, un métamorphisme de haute-température (HT) affecte les zones internes conduisant à la fusion partielle de la croûte moyenne et la mise en place de nombreux plutons granitiques. À partir d'environ 320 Ma, le processus de fusion partielle atteint son paroxysme et conduit à la formation de dômes migmatitiques exhumés sous l'effet de détachements (Hernández Enrile, 1991 ; Van Den Driessche et Brun, 1992 ; Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Gapais *et al.*, 1993 ; Pascual *et al.*, 2013). À la différence de la phase de collision (360-320 Ma), qui affecte surtout le domaine interne, cet épisode de fusion partielle se propage dans l'avant-pays et en particulier dans les Pyrénées où les déformations interviennent entre 320-300 Ma. Faisant suite à une compression Nord-Sud, la déformation se déroule dans un régime transpressif dextre entre 320 et 315 Ma et s'accompagne d'un métamorphisme de type haute température – basse pression. Cet épisode est suivi, entre 315 et 305 Ma, par la formation de dômes et la mise en place de plutons dans la croûte moyenne et la croûte supérieure (Denèle *et al.*, 2008).

Un magmatisme intense affecte à la fois les zones internes et externes, granites peralumineux d'origine crustale dans un premier temps, puis granitoïdes calco-alcalins d'origine hybride ou mantellique (Bussy *et al.*, 2000 ;

Fernández-Suárez *et al.*, 2011 ; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a ; Laurent *et al.*, 2017 ; Couzinié *et al.*, 2014 ; Kilzi *et al.*, 2016). Dans l'intervalle 330-280 Ma, le magmatisme se caractérise également par une migration depuis le cœur de l'orogène vers son avant-pays (Bertrand *et al.*, 1998 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Finger *et al.*, 2009 ; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a ; Laurent *et al.*, 2017). Cette propagation du métamorphisme et du magmatisme dans l'avant pays de la chaîne est parfois attribuée à une délamination lithosphérique due au retrait progressif vers le Sud du manteau sous continental qui se détache de la croûte (pour une synthèse *cf.* Martínez-Catalán *et al.*, 2014), laissant place à des remontées asthénosphériques qui seraient à l'origine de l'échauffement de la croûte et sa fusion partielle (Cochelin *et al.*, 2017).

Du Carbonifère supérieur au Trias inférieur : le démantèlement de la chaîne

Dès le Stéphanien et surtout au Permien puis au Trias inférieur, l'érosion arase les reliefs. Sous l'effet d'une tectonique en extension généralisée, de nombreux bassins limités par des failles se développent. Dans les Pyrénées (*cf.* Barnolas et Chiron, 1996), ces bassins sont de petite taille et peu nombreux. Ils sont pour l'essentiel localisés dans les Pyrénées occidentales (Massif basque et Haut-Béarn), mais aussi dans les Pyrénées centrales. Dans les Pyrénées orientales, ils sont localisés en Catalogne et dans le massif du Mouthoumet. Des dépôts détritiques, parfois torrentiels, remplissent les bassins d'orientation NW-SE dans les Pyrénées occidentales et centrales, et NE-SW dans les Pyrénées orientales.

Les formations stéphanio-permiennes ne sont pas connues sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet mais on les connaît à proximité à Baixas, le long de la coupe de la Coume d'En Flassa sur la carte de Rivesaltes (Durand-Delga, 1964 ; Lucas, 1985, 1989). La coupe comprend, de bas en haut, des schistes gris violacé dont l'âge n'est pas connu avec précision (Carbonifère supérieur ?), des conglomérats, des pélites rouge violacé à intercalations rhyolitiques d'âge permien. Les derniers niveaux (conglomérats polygéniques et grès blanchâtres) pourraient correspondre à la base du Trias (Berger *et al.*, 1993).

Dans toutes les Pyrénées, la mise en place de bassins stéphanio-permiens s'accompagne d'épisodes volcaniques (*cf.* synthèse dans Barnolas et Chiron, 1996). Cinq sont dénombrés. Les épisodes 1 (278-272 Ma), 2 et 3 interviennent en contexte compressif. L'épisode 4 (Autunien-Saxonien) interviendrait dans un contexte de décompression avec fusion du manteau sous-continental. Enfin durant le Saxono-Thuringien, le caractère distensif de ces volcanites s'affirmerait avec la mise en place d'un volcanisme alcalin à transitionnel annonçant ainsi les distensions triasiques. Les systèmes d'ouverture de ces bassins continentaux en transtension (pull-apart) au Stéphanio-Autunien se poursuivraient au Saxonien-Thuringien en contexte plus distensif, et

annonceraient l'épisode de rifting triasique représenté par les ophites. À proximité de la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet, l'épisode 3 (Autunien), à caractère acide hyper-alumineux et potassique, est reconnu à Baixas et l'épisode alcalin 5 (Saxonien) à Saint-Colombe (Bixel, 1989).

LE CYCLE ALPIN

La sédimentation mésozoïque (D. Leblanc)

Après la sédimentation marine confinée du Trias, caractérisée par d'importants épisodes évaporitiques, l'aube des temps jurassiques est marquée par une transgression marine franche mais progressive qui a débuté au Rhétien. Au Lias inférieur s'édifie ainsi une plate-forme où vont se succéder dans le temps :

- des faciès évaporitiques et dolomitiques (Hettangien) ;
- des faciès infralittoraux à niveaux oolithiques (Sinémurien) ;
- des faciès circumlittoraux de type bassin, constitués par les calcaires bioclastiques et les marnes du "Lias marneux" (Carixien- Toarcien).

Après cette succession, globalement transgressive, le Dogger marque le retour des faciès carbonatés de plate-forme : calcaires gréseux, calcaires oolithiques ou graveleux, avec intercalations plus ou moins importantes de niveaux dolomitiques. Ces dépôts se sont formés dans une mer chaude et peu profonde riche en organismes récifaux.

Le Malm est caractérisé par une puissante sédimentation calcaire s'effectuant à fleur d'eau, pauvre en organismes marins et qui ont subi une dolomitisation secondaire particulièrement poussée à sa partie inférieure. Des brèches à éléments carbonatés polygéniques s'intercalent à divers niveaux de cette série, mais surtout vers son sommet. Leur formation serait due à l'activité synsédimentaire d'accidents tectoniques (Souquet et Debroas, 1980).

La fin du Jurassique pyrénéen est marquée par le retrait progressif de la mer, à la fois vers l'Est et la Téthys et l'Ouest et l'Atlantique nord naissant (Canérot, 2008). Sur les terres émergées, comme l'actuelle zone nord-pyrénéenne, le Languedoc, la Provence, des bauxites issues de l'altération des carbonates du Malm se mettent en place pendant une grande partie du Crétacé inférieur. Seuls subsistent deux bassins néocomiens aux deux extrémités des Pyrénées, dont le bassin oriental qui couvre la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Là, le Crétacé inférieur voit se poursuivre une sédimentation carbonatée de plate-forme marquée, à la limite Berriasien-Valanginien, par un niveau repère de calcaires roux qui, bien qu'anciennement noté, est resté longtemps méconnu. Au-dessus de ce niveau se développe une épaisse série de calcaires blancs de faciès urgonien, riches en Rudistes et autres organismes

récifaux qui couvre l'ensemble nord-pyrénéen.

À l'Aptien se produit un changement important dans la sédimentation : les dépôts calcaires de plate-forme subsistent en bordure de bassin mais sont remplacés par des dépôts marneux dans les dépôt-centres témoignant d'une nette accélération de la subsidence. Ce changement, qui débute au Bédoulien supérieur, se fait cependant avec des oscillations locales qui correspondent à une paléogéographie aptienne très variée, aussi bien dans l'espace que dans le temps. On observe donc des passages latéraux de faciès très fréquents. Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, le synclinorium de Saint-Paul comporte une zone centrale (entre Caudiès et Lapradelle) où le passage des faciès de plate-forme aux faciès de bassin profond s'effectue définitivement durant le Gargasien. Ailleurs en revanche, des faciès de bassin peuvent apparaître dès le Bédoulien et des faciès de plate-forme peuvent encore s'intercaler dans le Clansayésien. Ce n'est qu'à partir de la fin de l'Aptien et durant l'Albien que la sédimentation des marnes gréseuses et des pélites noires se généralise dans des bassins ouverts et profonds comme celui d'Axat, avec le dépôt des formations d'Axat, d'Artigues et de la Serre des Aiguilles, ou le bassin de Boucheville, avec le dépôt des marnes noires devenues marbres. Il semble y avoir une lacune de l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur au moment où se produit le métamorphisme pyrénéen. Le comblement des bassins s'accompagne de la resédimentation d'énormes blocs (olistolithes) dans une brèche provenant du démantèlement des reliefs créés par la tectonique, le flysch calcaréo-gréseux bréchique à la base du Cénomaniens moyen-Turonien. Le bassin est ensuite comblé par une sédimentation détritique plus fine.

L'amincissement crustal préorogénique et le déplacement de l'Ibérie

L'amincissement crustal du Crétacé moyen mis en évidence par les données de terrain s'accorde, au premier ordre, avec les données de cinématique de plaque conférant un déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe en lien avec l'ouverture de l'Atlantique nord depuis le Jurassique supérieur et pendant le Crétacé inférieur. Toutefois, dans le détail, plusieurs modèles s'opposent car aucun ne parvient encore à intégrer avec exactitude à la fois les données de géophysiques et celles de terrain (Barnett-Moore *et al.*, 2016 ; Nirrengarten *et al.*, 2017). Les données prises en compte sont paléomagnétiques dans des bassins sédimentaires (Galdeano *et al.*, 1989 ; Moreau *et al.*, 1997 ; Gong *et al.*, 2008). Les derniers résultats montrent une rotation de $\sim 35^\circ$ dans le sens antihoraire de l'Ibérie au cours de l'Aptien (Gong *et al.*, 2008). La géophysique marine, avec l'étude des anomalies magnétiques du fond océanique du golfe de Gascogne, exprime une rotation de $\sim 37^\circ$ dans le sens antihoraire de l'Ibérie entre les anomalies M0 (Aptien ~ 118 Ma) et 33o (Campanien ~ 80 Ma) (Sibuet *et al.*, 2004). À ceci s'ajoutent les observations de terrain exposées précédemment.

Trois modèles distincts sont proposés pour expliquer le déplacement de l'Ibérie par rapport à une Europe supposée fixe. Ils diffèrent en particulier sur les quantités de déplacement, la position des pôles de rotation et la chronologie des évènements (**Fig. 22**) :

- un modèle d'ouverture en décrochement senestre entre Ibérie et Europe (**- a**) qui décrit le déplacement de l'Ibérie vers le SE en plaçant le pôle de cette rotation dans le NW de la France (Le Pichon *et al.*, 1970 ; Le Pichon et Sibuet, 1971 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Peybernès et Souquet, 1984 ; Savostin *et al.*, 1986 ; Debroas, 1990 ; Olivet, 1996 ; Stampfli *et al.*, 2002 ; Handy *et al.*, 2010). Ce modèle implique une largeur du domaine pyrénéen avant inversion (M33) de 170 km à l'Est et de 110 km à l'Ouest, en bon accord avec le raccourcissement pyrénéen calculé à partir des coupes équilibrées (Roure *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992 ; Mouthereau *et al.*, 2014 ; Grool *et al.*, 2018). Dans ce modèle, principalement inspiré des observations géologiques dans les Pyrénées, la FNP est considérée comme la limite transformante entre les plaques tectoniques Ibérie et Europe. Les bassins du Crétacé moyen de la zone nord-pyrénéenne sont alors considérés comme une série de bassins en pull-apart. Ce modèle est critiqué au titre qu'il ne fait pas coïncider l'anomalie M0 à l'Aptien basal (Sibuet *et al.*, 2004) et qu'il propose une rotation de l'Ibérie d'environ 24° seulement au lieu des 35° décrits par les études paléomagnétiques (Vissers et Meijer, 2012) ;
- un modèle d'ouverture en ciseau (**- b**) qui décrit une rotation de l'Ibérie de 37° environ entre M0 et M33 à partir d'un pôle de rotation situé dans le golfe de Gascogne (Srivastava *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004 ; Vissers et Meijer, 2012 ; Vissers *et al.*, 2016). Ce modèle, qui permet de bien ajuster l'anomalie M0, implique l'ouverture d'un domaine océanique entre Ibérie et Europe pouvant atteindre 300 km (**- c** ; Vissers et Meijer, 2012) avant M0. La croûte océanique produite disparaît avant 100 Ma dans une subduction plongeant vers le Nord, placée, soit au Sud du bassin de l'Ebre (Sibuet *et al.*, 2004), soit au niveau de la ZNP (Vissers et Meijer, 2012). Dans ce type de modèle la FNP est active en décrochement seulement lors de la collision à partir de 83 Ma ;
- un modèle d'ouverture en transtension (**- d**) propose un calendrier des événements différents (Jammes *et al.*, 2009 ; Bronner *et al.*, 2011). Il décrit une marge entre l'Ibérie et Newfoundland de 300 à 400 km de large avant que le rifting commence, ce qui implique un déplacement de 400 km vers l'Est de l'Ibérie par rapport à l'Europe avant l'Aptien supérieur. Ce déplacement se traduit par une transtension à dominante décrochante senestre dès le Jurassique terminal (Tithonien ~145 Ma) et jusqu'à l'Aptien inférieur (~120 Ma). La phase de rotation anti-horaire de l'Ibérie se produit à partir de l'Aptien en accord avec les données de Z. Gong *et al.* (2008) et conduit à l'ouverture du golfe de Gascogne avec une forme en « V » pointé vers l'Est et à l'exhumation du manteau le long de faille de détachement (Jammes *et al.*, 2009).

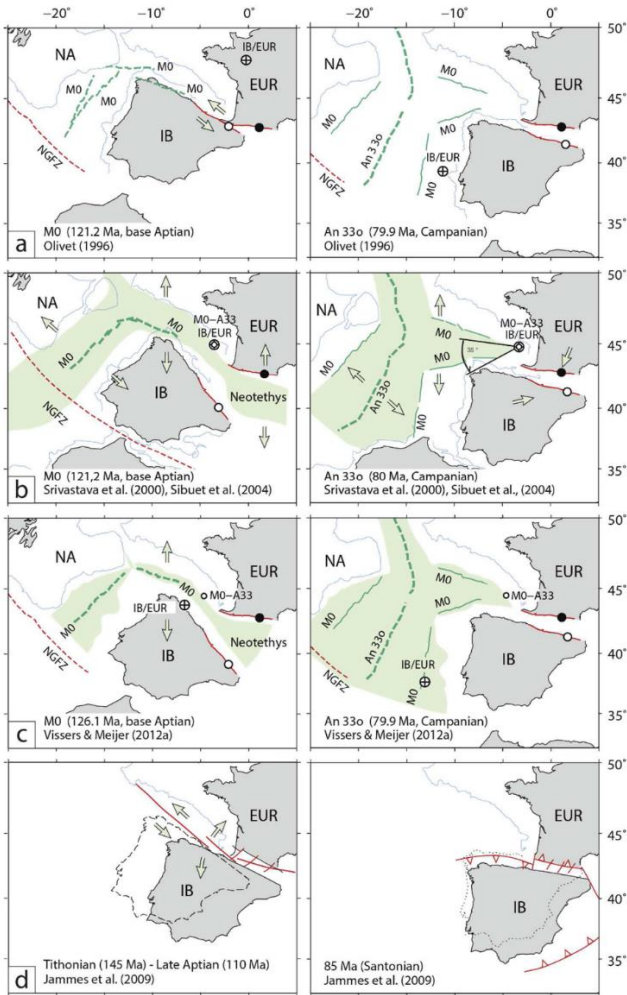


Fig. 22 - Synthèse des scénarios du déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe au cours du Mésozoïque supérieur, montrant la position de la plaque ibérique durant l'anomalie M0 à ~118 Ma (colonne de gauche) et au début de la convergence durant l'anomalie 33o à 80 Ma (colonne de droite), d'après M. Ducoux (2017).

Par leurs différents scénarios cinématiques, ces modèles ont des implications importantes sur les événements tectono-métamorphiques de la zone nord-pyrénéenne tels que :

1. La formation des bassins sédimentaires profonds du Crétacé moyen dont le bassin de Boucheville ;
2. L'exhumation des roches mantelliques ultrabasiques de type lherzolite
3. Le magmatisme basaltique alcalin contemporain ;
4. Les phénomènes hydrothermaux associés ; albitisation et formation de gisements de talc/chlorite (Boulvais *et al.*, 2007) ;
5. Le métamorphisme haute température-basse pression de la ZIM ;
6. L'exhumation des massifs hercyniens nord-pyrénéens dont le massif de l'Agly (*cf.* Montigny *et al.*, 1986 ; Vauchez *et al.*, 2013 et références incluses).

Considérant le rifting avorté au Crétacé moyen entre l'Ibérie et l'Europe, J. Canérot (2016) remet en question l'existence d'une plaque ibérique indépendante dans la mesure où le domaine pyrénéen, bien qu'aminci, voire hyper-aminci, ne montre pas de discontinuité attribuable à une translation majeure d'un bloc sud relativement à la croûte européenne. L'Ibérie serait alors une partie de la plaque Europe qui aurait absorbé l'ouverture atlantique nord par différents décrochements où se serait localisé l'amincissement crustal, jalonné par un ensemble de bassins. Les Pyrénées seraient la conséquence de la fermeture du plus septentrional de ces bassins, puis de la collision des deux masses continentales situées sur ses marges.

La tectonique orogénique alpine

À partir du Crétacé supérieur et probablement pas avant le Campanien, soit 83 Ma (Olivet, 1996 ; Vissers et Meijer, 2012), le domaine pyrénéen subit une tectonique compressive en relation avec la convergence puis la collision des blocs ibérique et européen.

Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, la première phase de déformation majeure, à vergence nord (S1 responsable des plis couchés synschisteux) dans le synclinorium de Boucheville, est interprétée soit comme le premier marqueur de la convergence alpine (Choukroune, 1970, 1976 ; Choukroune et Mattauer, 1978), soit, selon les études récentes, comme l'enregistrement de l'extension albo-cénomaniennne conduisant à la formation du bassin de rift et de l'exhumation concomitante du manteau sous-continentale (Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Clerc *et al.*, 2015, 2016 ; Chelalou *et al.*, 2016).

La tectonique convergente alpine est unanimement reconnue, au moins à partir de la phase 2 régionale, comme responsable de la formation des grands plis cartographiques E-W déversés vers le Nord et associés à de grandes failles E-W chevauchantes et à des structures mineures de même orientation à l'échelle de l'affleurement. Cette phase est responsable de la structuration générale la plus visible de la couverture mésozoïque. Elle pourrait être associée à la phase

de fermeture du bassin de rift crétacé et pourrait dater de la période Sénonien supérieur – Campanien.

Les structures de phase 2 sont reprises par des plis et des failles plus discrets rapportés à une phase 3 révélant des conditions globalement plus cassantes et une cinématique décrochante senestre sur les accidents principaux dont la FNP (Choukroune, 1976 ; Leblanc et Vaudin, 1984). Cette phase de déformation s'accompagne d'une activité filonienne distincte de celle liée aux phases de déformation souple (Choukroune, 1976). Elle correspond à la collision éocène entre la croûte ibérique et la croûte européenne laquelle réactive, après une période de quiescence durant le Maastrichtien –Paléocène, les anciens chevauchements du Crétacé supérieur (en particulier le chevauchement frontal nord-pyrénéen et ceux de la zone sous-pyrénéenne). C'est à cette période que se construit aussi sur l'ancienne bordure sud des bassins, l'empilement de nappes crustales qui a donné naissance à la zone axiale et au chevauchement frontal sud-pyrénéen.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Les surfaces d'aplanissement culminantes

Les phases précoces et majeures de l'orogénèse pyrénéenne, qui s'échelonnent du Crétacé supérieur au Bartonien et à l'Oligocène inférieur, ont structuré les plis E-W visibles sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, mais n'ont laissé aucun jalon sédimentaire corrélatif de la déformation, à l'exception de rares affleurements de brèches post-albiennes, elles-mêmes reprises dans le plissement.

Dès l'Oligocène moyen, la région entre dans l'aire où se manifeste le rifting puis l'ouverture du Golfe du Lion (bassin algéro-provençal). On distingue en fait deux événements successifs qui interfèrent dans le domaine du Golfe du Lion (Séranne, 1999)

1. Le rifting ouest-européen d'une part, initié au Priabonien vers 35 Ma, et associé à une extension E-W, avec un jeu senestre sur les fractures NE-SW entre Pyrénées et sillon rhodanien;
2. Le rifting puis la dérive du bloc corso-sarde, associés à une direction d'extension NW-SE, dans un contexte de bassin d'arrière-arc, initié vers 30 Ma et qui se prolongerait jusque vers la fin du Burdigalien ou le début du Langhien. Chronologiquement, les fossés du Conflent et du Roussillon relèvent de cette seconde phase. Le moteur global en est le retrait vers le SE de la subduction téthysienne (*slab rollback*), consécutivement au blocage du système, après la collision Afrique-Europe réalisée au niveau de Gibraltar vers 35 Ma (Jolivet *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Jolivet *et al.*, 2020). Ces mécanismes, qui démantèlent la chaîne Pyrénéenne et multiplient les fronts d'attaques de l'érosion fluviale à

partir des marges des fossés, expliquent son rapide aplanissement, généralisé dans le tronçon oriental. Ces aplanissements s'organisent en deux niveaux étagés, séparés par la phase de rifting actif enregistrée par les conglomérats très grossiers datés du Burdigalien inférieur dans le fossé du Conflent, sur la feuille voisine de Prades (Calvet, 1996, 1999 ; Calvet et Gunnell, 2008).

Sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, la surface supérieure est très bien conservée sur les calcaires massifs du chaînon de Galamus, à très fort pendage sud mais où toute la série jurassique à crétacé inférieur est tronquée par le plateau subhorizontal du Roc Paradet (900 m), mais aussi plus à l'Est sur les lambeaux du Pech d'Auroux (940 m) et du Pla de Saint-Paul-de-Fenouillet – la Quille (964 m). Vers l'W, cet aplanissement, de plus en plus fortement altéré par la karstification et les dolines associées en surface, forme les plateaux de Malabrac (860 m), puis de la Forêt des Fanges vers l'Ouest, progressivement relevée à 900 et 1 000 m, et enfin à plus de 1 100 m au-delà de l'Aude. Au Sud du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, le plan culminant reste très bas dans la partie orientale de la barre urgonienne (vers 650-700 m à Ventefarine et Serre la Lias), mais la troncature se relève rapidement sur la Serre de la Quière (893 et 1 015 m), puis au Plat d'Estable (1 436 m) ; à l'Ouest de la gorge de l'Aude, les derniers jalons sont à 1 300 m, sur l'Urgonien et le Jurassique de la Forêt de la Serre, au Nord du Clat. En direction du Sud la surface se relève mais ses jalons sont rares et mal conservés. Elle a dû tronquer la longue crête émousée de cornéennes noires de Boucheville (1 000 à 1 300 m) ; elle forme les croupes culminantes du Dourmidou (1 800 m) et de Serra d'Escalès, dans les schistes et cornéennes paléozoïques et dans les granitoïdes, ainsi que le jalon de La Calm (1 591 m) et de la Forêt de Navarre (1 398 m) sur les calcaires dévoniens massifs. Au SW de la feuille, l'aplanissement culminant couronne le Madrès, entre 2 300 et 2 450 m, où ces hauts plateaux sont particulièrement étendus et spectaculaires.

La surface inférieure, évidente sur les feuilles plus orientales de Tuchan (1078) et Rivesaltes (1090), est ici mal conservée. Elle se positionne au plus 400 m sous la précédente, au flanc nord du dôme du Madrès, où elle forme les plateaux des Pâturages de Madrès, entre 1 500 et 2 000 m. Vers le Nord, il est possible de la suivre dans la paléo-vallée évasée du Pas del Corps (1 130 m), où il existe quelques galets allogènes, et sur les replats de Quirbajou, signalés pour leurs vestiges d'alluvions très anciennes. Vers l'Est, le haut plateau granitique bosselé et incliné au NE, du Pic Rossello (1 314 m) au Pic de Bau (1 024 m), peut en dériver ; mais le plan est mieux conservé aux marges du Conflent sur le Plateau de Montalba, entre 650 et 700 m autour de Séquières. Aux marges du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, la surface inférieure s'inscrit dans les calcaires massifs sous forme de couloirs à fond plat, 100 à 200 m en contrebas du niveau culminant. Ces couloirs sont jalonnés par des épandages de petits galets de quartz, que l'on suit jusqu'aux marges du fossé du Roussillon, où ils sont associés à des gisements fossilifères karstiques d'âge miocène (cf. § « description des terrains affleurants »).

L'âge des aplanissements a pu être globalement fixé, dans ce secteur des Pyrénées orientales, en croisant les données de la thermochronologie basse température et les données des faunes de rongeurs piégées dans le karst (Gunnell *et al.*, 2009). La modélisation des données traces de fission et des âges hélium dans l'apatite démontre que les aplanissements sont postérieurs à une phase d'exhumation rapide qui s'achève partout vers 25-35 Ma. Ils sont au minimum contemporains et antérieurs aux sites fossilifères miocènes (âge moyen compris entre 19 et 13 Ma, Gunnell *et al.*, 2019) qui les recouvrent sur la bordure nord du fossé du Roussillon (Fig. 23) et au développement des profils d'altération sur les massifs granitiques et gneissiques (Monod *et al.*, 2016).

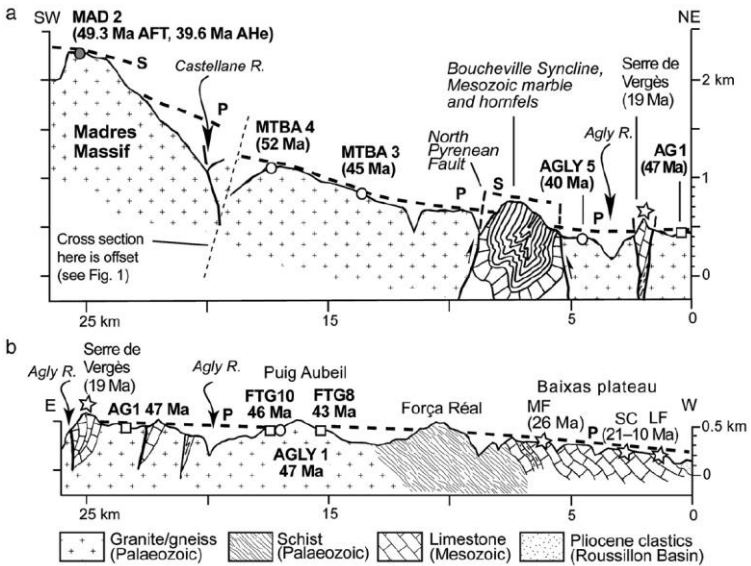


Fig. 23 - Transect schématisé du Madrès au Roussillon, dans un secteur où les données Traces de fission (AFT), âges hélium (A He) dans l'apatite et fissures fossilifères à petits mammifères se recoupent (extrait de Gunnell *et al.*, 2009). S : surface culminante ; P : Surface inférieure ; cercle plein : données AFT et AHe ; cercle vide : données AFT ; carrés vides : données AFT Yelland (1991) ; étoiles : sites fossilifères (MF- Mas de la Font, SC-Ste Catherine, LF-Lo Fournas, auxquels il faut rajouter les sites de Cases de Pène, Estagel, Tautavel).

Le soulèvement récent des reliefs et l'incision du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de l'Agly s'est installé sur l'aplanissement miocène en fonction de ses gauchissements ultérieurs, suivant une gouttière Le Vivier-Caramany-Estagel (où se localise un petit fossé à remplissage néogène)

-Cases de Pène. Les drains principaux échappent donc aux structures pyrénéennes qu'ils recoupent en totalité par des cluses spectaculaires, selon un mécanisme de surimposition (cluses amont de la Boulzane ; cluses successives de l'Agly ; cluse de la Desix). Seuls la moyenne Boulzane et plus à l'Est le Maury ont un tracé conforme aux structures qui exploite l'axe du synclinal à cœur d'Albien marneux (Serrat, 2000).

L'érosion régressive a été facilitée par ces synclinaux marneux et permis d'importantes réorganisations du réseau hydrographique par exemple au Nord du chevauchement de St-Louis et Parahou, et probablement même de Bugarach, ce dont témoigne la vallée morte à méandres encaissés du Col St-Louis. Le même processus est peut-être en cours pour la haute Boulzane, à 420 m à Lapradelle, tandis que l'Aude n'est qu'à 380 m. Pour l'Agly, on peut parler d'auto-capture, sa branche amont ayant coupé la vallée morte de Coume Tiols de son bassin d'alimentation dans le secteur de Camps. Mais la vallée morte du Pla du Brezou indique l'empiètement du bassin du Verdoube sur celui de la haute Agly ; à Saint-Paul-de-Fenouillet même un seuil haut d'une vingtaine de mètres et large de 600 m seulement sépare le lit de l'Agly de celui du Maury, installé à sa tête 30 m en dessous de l'Agly. Les paléovallées de St-Louis et de Coume Tiols sont à l'aval perchées 250 m au-dessus des vallées actuelles ; cela les place dans une période de temps encore très ancienne, que l'on peut paralléliser avec les vestiges de tufs et travertins perchés conservés dans le synclinal des Fenouillèdes et attribués au Pliocène.

Ces formes de vallées encore très peu incisées ont leur équivalent dans les granites du massif de l'Agly et de la Zone Axiale. En effet de vastes alvéoles à fond plan, inscrites sous la surface miocène, aèrent largement la masse montagneuse, grâce à la rapide arénisation des granites. Ces arènes s'avèrent alors bien moins résistantes que les barres calcaires ou les croupes de cornéennes noires qui les dominent (Biro, 1937 ; Lagasquié, 1984). Les plus significatifs de ces alvéoles sont ceux du Bousquet, de Mosset, de Sournia-Rabouillet, du Vivier-St-Martin, de Lesquerde et St-Arnac ; ils se prolongent le long de l'Agly par une large vallée en berceau à fond plat, dont les vestiges perchés à +180 m forment les replats de Trilla et, vers l'aval, de Caramany.

L'empreinte du Quaternaire froid

Si tous les versants portent des traces des périodes froides quaternaires, sous formes d'éboulis et de formations de pente d'âge divers (*cf.* § « description des terrains affleurants »), seule la partie SW de la feuille, la plus élevée, garde la marque des glaciers. Les sommets du Madrès et du Dourmidou doivent à leur exposition aux flux perturbés de NW, sur le modèle exact de la situation climatique et de l'enneigement actuels, les limites d'équilibre glaciaire quaternaires les plus basses de l'Est des Pyrénées (Calvet, 1996, 2004). L'enracinement des moraines latérales place cette limite pour le Würm à 1 600 m au Dourmidou et 1 800 m au Madrès ; la limite remonte très vite vers le Sud

puisqu'elle est de l'ordre de 2 200 m au Canigou. Le rôle des vents dominants d'Ouest à NW est très net, puisque les cirques sont mieux dessinés en exposition SE au Madrès et n'existent que sur le versant est du Dourmidou. Si au moins trois grandes phases glaciaires ont pu être reconnues régionalement et localement (Calvet, 1996), leur âge exact n'est pas connu. Les données de Cerdagne permettent de démontrer une poussée maximale des glaciers lors du dernier maximum de froid global (Global LGM), entre 24 et 19 ka et leur retrait extrêmement rapide ensuite, probablement total dès l'Alleröd (~15 ka) pour les massifs les plus bas, comme le Madrès (Delmas *et al.*, 2008 ; Pallàs *et al.*, 2010 ; Calvet *et al.*, 2011).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

LES SOLS, OCCUPATION DE L'ESPACE ET USAGES

Unités du paysage

Six unités de paysage des Pyrénées sont comptabilisées sur le territoire de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet (Atlas DREAL Languedoc-Roussillon) :

- **Le petit et le grand plateau de Sault.** Le pays de Sault s'étend entre le chevauchement frontal nord-pyrénéen au Nord et les massifs du Madrès et du Quérigut au Sud. Il est composé de plateaux calcaires perchés à environ 900 mètres d'altitude, entaillés par les gorges du Rébenty qui séparent le grand plateau de Sault, au Nord, du petit plateau de Sault, au Sud. Au total, l'ensemble du pays de Sault s'allonge sur 20 kilomètres environ d'Ouest en Est pour 10 à 13 kilomètres du Nord au Sud ;
- **Les gorges du Rébenty et de l'Aude.** L'Aude, qui prend sa source au lac d'Aude à 2 135 mètres d'altitude dans le Capcir, entaille les contreforts des Pyrénées entre les massifs de Quérigut et du Madrès, puis creuse de profondes gorges dans les plateaux du pays de Sault (gorges de la Pierre-Lys), tout comme ses affluents le Rébenty et l'Aiguette ;
- **Les estives et pentes boisées du Massif du Madrès.** Le massif du Madrès dessine la limite sud du département de l'Aude, constituant son sommet le plus élevé à 2 469 mètres d'altitude. D'autres sommets élevés, comme le Pic du Bernard-Sauvage (2 359 mètres) et le Pic Dourmidou (1 843 mètres), s'ajoutent au relief du massif qui s'étend sur 18 kilomètres d'Ouest en Est pour 12 à 14 kilomètres du Nord au Sud. Les RD 22 et RD 84 traversent le massif en se logeant dans les cols d'Aussières et de Jau, connectant le Pays de Sault à la vallée de la Têt ;
- **Le synclinal du Fenouillèdes.** L'étonnant synclinal du Fenouillèdes, longue dépression orientée E-W, s'étire entre les gorges de l'Aude à l'Ouest et la vallée du Verdoube à l'Est, dominé par les pentes et falaises des Corbières au Nord et les reliefs du Fenouillèdes au Sud. Ce couloir s'allonge

ainsi sur une trentaine de kilomètre pour environ 4 kilomètres de large entre les deux échines de calcaires qui l'encadrent ;

- **Les coteaux viticoles de l'Agly et du Fenouillèdes.** Entre le synclinal du Fenouillèdes au Nord, les montagnes boisées du Haut-Fenouillèdes à l'Ouest, et la plaine du Roussillon au SE, un petit massif viticole s'allonge sur environ 30 kilomètres d'Est en Ouest pour 10 kilomètres du Nord au Sud. Cet ensemble de coteaux viticoles traversés par l'Agly est resté à l'écart des axes de communications et demeure isolé et peu peuplé. Quelques dix villages occupent ce territoire et chacun n'excède pas aujourd'hui les 200 habitants ;
- **Le Haut Fenouillèdes.** Le Haut-Fenouillèdes est constitué de vallées peu habitées et de massifs montagneux boisés qui s'élèvent à 1 843 mètres d'altitude au Pic Dourmidou. Il forme la partie ouest du Fenouillèdes, délimité au Nord par le synclinal du Fenouillèdes, à l'Est par la vallée de l'Agly et le plateau de Roupidère, au Sud par la vallée de la Castellane, à l'Ouest par la vallée de l'Aiguette. L'ensemble s'étend ainsi sur le massif de Millas et la forêt de Boucheville sur une vingtaine de kilomètres d'est en ouest pour 15 kilomètres du Nord au Sud.

Climat et végétation

La majeure partie du territoire de la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet (préférentiellement les versants nord) est largement boisée par des résineux, des feuillus caduques mais également des chênes verts, et de nombreuses forêts sont nominativement distinguées. Les forêts domaniales des Fanges et de Caudiès-de-Fenouillèdes au Nord, d'En Malo - Bac Estable et de Boucheville plus au Sud ou de Montnaie-Gavras au SW sont parmi les plus étendues. Des zones parfois très étendues ne sont cependant pas (plus) boisées mais recouvertes de maquis ou garrigue, associés à des vignobles dans le synclinal du Fenouillèdes ou à des prairies et pâturages le long du versant nord du granite de Millas. La crête sommitale et le versant sud du granite de Millas, jusqu'à environ 1 000 mètres d'altitude, sont recouvert d'une lande d'altitude utilisée comme pâturage.

RISQUES NATURELS

Sismicité historique

L'activité sismique historique de la région de Saint-Paul-de-Fenouillet est modérée (aléa sismique modéré sur l'ensemble de la coupure). Avant le séisme de 1996, seuls trois événements d'intensité maximale supérieure à VI avaient été recensés dans cette partie de la chaîne pyrénéenne : 28 novembre 1920 (M4,3), 23 septembre 1922 (M4,7), et 28 décembre 1922. La sismicité instrumentale antérieure à 1996 est également faible. Le séisme du 18 février 1996, localisé

au SE de Saint-Paul-de-Fenouillet, d'une magnitude M_L de 5,2 environ (Rigo *et al.*, 1997) est le deuxième séisme le plus fort enregistré dans les Pyrénées après celui d'Arette en 1967 ($M = 5,7$) et l'un des séismes les plus fort ressenti en France au cours des 50 dernières années. Le foyer du séisme a été localisé à $7,7 \pm 2,5$ km de profondeur et le mécanisme calculé en décrochement senestre le long d'un plan de faille orienté E-W à pendage sud (Rigo *et al.*, 1997).

Après le choc principal de février 1996, de nombreuses répliques, de magnitude comprise entre 2,7 et 3,9, ont été enregistrées (plus de 800 en cinq jours) et l'activité est restée soutenue pendant plusieurs mois, avant de décroître progressivement (Pauchet *et al.*, 1999). Un essaim de sismicité a eu lieu en mai 2004 durant lequel 71 séismes de magnitude comprise entre 0,7 et 2 ont été enregistrés à l'Est du village de Saint-Paul-de-Fenouillet et à une profondeur comprise entre 4,5 et 6,5 km (Sylvander *et al.*, 2007).

Entre 1999 et 2005, abstraction faite de l'essaim de mai 2004, seuls 39 séismes ont été enregistrés par les réseaux permanents dans un rayon de 10 km autour de Saint-Paul-de-Fenouillet, avec des magnitudes M_L allant de 0,7 à 2,4. Ce chiffre est inférieur d'un facteur 10 environ à ceux des régions les plus actives des Pyrénées (Béarn, Bigorre).

Autres aléas

L'**aléa mouvements de terrain** est dans l'ensemble peu marqué sur cette feuille. Toutefois durant la tempête Gloria de janvier 2020, caractérisée par une pluie avec un fort cumul et une intensité importante, des glissements de terrains dans la haute vallée de la Boulzane ont été observés, les versants sont descendus dans la Boulzane malgré l'important boisement du secteur.

Les aléas chute de blocs et effondrement de cavités sont tous deux nuls à faibles sur la majeure partie du territoire, mais deviennent moyens et même forts au niveau des reliefs des barres calcaires bordant au Nord et au Sud le synclinal du Fenouillèdes (Colas, 2010, 2013).

Les **crues torrentielles** constituent un aléa important, principalement sur la moitié orientale du territoire de la feuille, liées en partie au régime de pluies méditerranéennes. Celles-ci sont caractérisées par des événements intenses et de courtes durées, avec parfois de forts cumuls pouvant atteindre plusieurs centaines de mm en une journée (jusqu'à plusieurs mois de précipitations en quelques heures).

Le fleuve Agly et son affluent la Boulzane sont caractérisés par des crues éclair, avec des secteurs exposés au risque de débordement, en particulier sur les traversées urbaines de Saint-Paul-de-Fenouillet et Caudiès-de-Fenouillèdes. Des montées rapides des eaux peuvent également avoir lieu dans les gorges

calcaires. Ainsi, en 2015, ce type de crue a été observé dans les gorges de Galamus suite à un orage sur Cubières-sur-Cinoble et Camps-sur-l'Agly, causant le décès d'une personne.

RESSOURCES EN EAU

Eaux souterraines

Il émerge sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet une zone d'extension régionale de taille importante regroupant plusieurs aquifères en communication hydraulique. Cette zone a été identifiée sous le terme de Masse d'Eau (ME) selon la Directive Cadre européenne sur l'Eau (DCE-2000/60/CE). Son code attribué est « FRDG157 », dénommée « Formations variées du Fenouillèdes, des Hautes Corbières et du bassin de Quillan ». Les ressources en eau souterraine au sein de cette masse d'eau, s'avèrent limitées, en lien avec la nature généralement peu perméable des formations affleurantes.

Seul le secteur nord de la feuille présente un aquifère karstique particulièrement bien développé, hébergeant une ressource en eau abondante, caractérisé par plusieurs sources importantes en terme de débit. Ce dernier se développe au sein des formations jurassiques-crétacés calcaires présentes au niveau du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce karst dit des Corbières orientales est polyphasé, caractérisé par des circulations profondes, en lien avec les variations actuelles et passées du niveau de la Méditerranée (notamment la crise messinienne au cours de laquelle le niveau a baissé de plus de 1 000 mètres).

Au Sud du territoire des Fenouillèdes (commune de Rabouillet, Sournia, Campoussy, Trevillach, Tarerac, Montalba le Château), les formations sont localisées dans la zone axiale. Elles sont constituées de roches granitiques (massif de Millas) et métamorphiques massives et généralement homogènes. Les ressources en eau dans ce type de formations sont généralement rencontrées dans la frange d'altération des roches et dans les secteurs fissurés. Le débit des sources est faible, généralement inférieur à 2 m³/h. Des débits pouvant atteindre une dizaine de m³/h peuvent localement être obtenus dans des forages. Au vu de cette ressource limitée, les communes du haut-Fenouillèdes confrontées à des difficultés d'approvisionnement en eau potable en période estivale sévère, exploitent généralement la ressource en eau souterraine contenue dans la formation des marbres noirs du synclinorium de Boucheville (Caballero, 2011).

Ainsi, la source du Poux sur la commune de Sournia (code BSS : BSS002MNHZ), émerge au contact des marbres du flanc sud du synclinorium de Boucheville et des arènes granitiques du massif de Millas. Elle présente un débit significatif de plusieurs l/s. Elle fut utilisée pour l'AEP (Adduction en Eau

Potable) avant que de nouveaux forages soient réalisés sur la commune au début des années 2000 (code BSS : BSS002MNKA, ancien code : 10898X0034/POUF4).

Les deux principales communes (Saint-Paul-de-Fenouillet et Caudiès-de-Fenouillèdes) sont alimentées par deux exutoires principaux du karst des Corbières, à savoir la source de la Tirounère (code BSS : BSS002MNDU), située au niveau du flanc nord du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet et la source des Adoux (code BSS : BSS002MNCR) au niveau du flanc sud. Ces sources ont été étudiées par le BRGM sur la période 2002-2004 lors de l'étude sur « l'Évaluation des ressources en eau des Corbières » (Dörfliger *et al.*, 2004 ; Dörfliger et Ladouche, 2004). Pour se faire, elles ont été équipées. Le suivi se poursuit actuellement dans le cadre du réseau de suivi quantitatif des aquifères calcaires et cristallins du département des Pyrénées-Orientales (code réseau : 0600000262), géré par le CD66, et du réseau de surveillance de l'état quantitatif des eaux souterraines de la région Occitanie, établi pour répondre aux objectifs nationaux de la DCE (code réseau : 0600000221). Ces deux réseaux sont sous maîtrise d'œuvre du BRGM. Les éléments relatifs à ces réseaux sont présentés sur le site ADES (<https://ades.eaufrance.fr/>).

Ainsi l'importante source de la Tirounère émerge dans le lit de l'Agly en rive droite, à la sortie du défilé des gorges de Galamus, au contact entre les formations crétacées des Calcaires néocomiens à barrémiens (n2-5a) et des Marnes de Quirbajou (n5b1s). Elle est utilisée pour l'AEP de Saint-Paul-de-Fenouillet à un débit légèrement inférieur à 1 000 m³/j, soit environ 11 l/s. Les jaugeages réalisés en 2002 et 2003, montrent que le débit d'étiage est supérieur à 100 l/s et qu'il atteint plusieurs m³/s en crue. La superficie de l'impluvium de la source a été évaluée à 50 km².

La résurgence des Adoux est une source captée qui émerge au niveau du contact entre les calcaires jurassiques de la formation du champ de Moureu (j1-7) et les pélites albiennes de la formation d'Artigues (n6bcA) sur la commune de Fenouillet. Elle est l'exutoire principal de ce système karstique binaire alimenté en partie par les pertes de la Boulzane. Elle sort en rive gauche du ruisseau « le Noir », affluent de la Boulzane, au lieu-dit « Les Nautes ». À 500 m en amont de cet exutoire (au SW des Adoux), s'écoule également la source de « les Bordes » (code BSS : BSS002MNCL). Il s'agit vraisemblablement d'une source de débordement du système karstique qui émerge des éboulis provenant des calcaires néocomiens à barrémiens du Serrat de l'Ase. Ces deux sources sont captées par gravité. La source les Bordes est utilisée pour subvenir aux besoins de la commune de Fenouillet. Toutefois, son très faible débit estival de l'ordre du l/s, oblige la commune à utiliser une partie des eaux de la source des Adoux en appoint. La source des Adoux alimente les communes de Caudiès-de-Fenouillet, Prugnanes et Fenouillet. Les prélèvements sont de l'ordre de la dizaine de l/s. Le débit moyen de la source est légèrement inférieur à 100 l/s, le débit d'étiage est de quelques dizaines de l/s. En crue le débit atteint plusieurs centaines de l/s.

Eaux minérales

La source karstique dite « Clue de la Fou » (code BSS : BSS002MNEK) est située à 1 km au sud de Saint-Paul-de-Fenouillet, juste en aval de la confluence entre la Boulzane et l'Agly sur le flanc sud du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Elle présente 3 griffons principaux. Il s'agit d'une source d'eau chaude (température comprise entre 21 et 27 °C selon les griffons) dont le débit est de quelques l/s. Les eaux sont sulfatées calciques magnésiennes bicarbonatées. L'eau est issue de circulations profondes au sein du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les teneurs importantes en sulfates (1 168 mg/l) et calcium (456 mg/l) sont attribuées aux interactions avec le gypse du Trias, qui affleure en discordance sur le granite de St-Arnac (massif de l'Agly), à 150 m au Sud.

Les caractérisations isotopiques (isotopes du sulfate, du strontium, du bore et lithium) ont permis de montrer l'origine commune des eaux du Clue de la Fou et des eaux de la source de la Mouillère (code BSS : 10901X0003) située sur le flanc nord du synclinal sur la commune de Maury (Dörfliger et Ladouche, 2004 ; Batiot-Guilhe *et al.*, 2012). En 1907 le centre thermal de Saint-Paul-de-Fenouillet ouvra ses portes jusqu'à sa cessation d'activité en 1919.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les données présentées dans ce paragraphe sont issues des bases de données de minéralinfo (<http://www.mineralinfo.brgm.fr>), de la base de données de la banque du sous-sol. Sont distinguées les matériaux des carrières exploités ou ayant été exploités sur le territoire de la carte et régis par le code de l'environnement (granulats toute lithologie confondue, gypse, feldspaths, talc) et les substances minières concessibles régies par le code minier (gîtes et indices métalliques).

Les matériaux de carrières

La base de données minéralinfo comptabilise 33 carrières sur le territoire de la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. La plupart d'entre elles correspondent à d'anciennes excavations inventoriées sur les cartes topographiques IGN ou lors de précédents levés de la carte géologique. Peu renseignées dans la base de données, elles correspondaient le plus souvent à des usages locaux pour la pierre de construction. Depuis 1970, date des premiers arrêtés préfectoraux d'autorisation d'ouverture de carrières, 8 carrières sont recensées et renseignées. Seules quatre d'entre elles sont encore en activité en 2021.

Granulats – Bien que représentant les matériaux le plus souvent exploités actuellement pour le bâtiment et les travaux publics, les granulats ne donnent lieu à aucune exploitation sur le territoire de la feuille. La dernière, aujourd'hui

fermée, située à Sainte-Colombe-sur-Guette, a exploité les calcaires du Jurassique (I3J1) pour des granulats de roches massives et de roches et minéraux industriels. Aucune carrière exploitant des roches meubles n'est en activité. Les arènes granitiques issues de la forte altération des granitoïdes ont vraisemblablement donné lieu à des exploitations sporadiques, comme à Roquefort-de-Sault, seule carrière recensée pour cet usage dans les bases de données. Les vallées encaissées de l'Aude, de l'Agly, n'ont pas permis le développement de plaines alluviales de grande dimension, propices à l'exploitations de granulats alluvionnaires. Seule est recensée une carrière qui a exploité les alluvions de l'Aude sur la commune d'Axat.

Feldspaths – Matériau rare sur le territoire français, les feldspaths sont considérés aujourd'hui comme ayant un intérêt stratégique national. La France est le 6^{ème} producteur mondial. Sa production de feldspaths est assurée par quelques carrières localisées en Saône-et-Loire, Haute-Loire, Creuse, Aude et Pyrénées-Orientales. En Occitanie, 6 gisements pyrénéens sont actuellement exploités à Lansac, Tarerach, Mosset (Pyrénées-Orientales), Salvezines et Treilles (Aude). Tarerach, Mosset et Salvezines se situent sur le territoire de la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les feldspaths exploités, de type albite (silicate d'alumine sodique), sont issus de l'altération hydrothermale des granites de Millas (Mosset, Tarerach) et de Salvezines et leurs filons associés. Cette altération est associée à l'intense métasomatisme qui s'est produit au Crétacé supérieur (Boulvais *et al.*, 2007)

Talc – À l'instar du feldspath, le talc est considéré dans les nouveaux schémas régionaux des carrières comme matériau d'intérêt national. Uniquement présent dans les Pyrénées, en particulier dans les Pyrénées-Orientales avec le gisement de Luzenac, le talc est également connu sur le territoire de la feuille-de-Saint-Paul-de-Fenouillet où il a été exploité jusqu'en 1972 au lieu-dit la Jasse Caillaou au Sud du Col de Jau sur la commune de Mosset. Ce talc entrait dans la fabrication d'engrais avec une production annuelle de 20 000 tonnes durant les années 1970.

Gypse – Le gypse et l'anhydrite d'origine sédimentaire sont des roches salines de la famille des évaporites. Ils se forment également en milieu hydrothermal, ou comme produits de l'oxydation de sulfures, mais en plus faibles quantités que dans les dépôts sédimentaires. Le gypse, ou "pierre à plâtre", sulfate de calcium hydraté de formule $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, et l'anhydrite, forme anhydre CaSO_4 , sont des minéraux fréquents dans certaines formations géologiques où ils forment des couches parfois très épaisses, stratiformes et régulières ou lenticulaires, présentes dans la plupart des grands bassins sédimentaires. Ce sont les niveaux du Trias supérieur ou Keuper (- 220 Ma), qui constituent la formation gypsifère la plus considérable sur le plan géologique, car ils correspondent à des dépôts accumulés dans un vaste bassin de mer épicontinentale. Ces gisements sont bien connus dans le secteur de

Saint-Paul-de-Fenouillet et également sur la feuille voisine de Rivesaltes où ils sont encore exploités à Lesquerde.

Gîtes et indices Métalliques

Plusieurs indices métalliques sont inventoriés sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ils sont présentés dans le **tableau 1**. Aucun n'a donné lieu à une exploitation. Il s'agit pour la plupart d'indices de fer en filons ou en amas, parfois associés à du manganèse, des indices de tungstène ou de cuivre. Des occurrences de scheelite (minéral de formule CaWO_4 , porteur du tungstène) ont été reconnues dans les skarns et les micaschistes tachetés, à proximité des plutons de Quérigut et de Millas où ce minéral apparaît disséminé ou en filon.

Identifiant BRGM	Commune	Nom du gisement	Indices métalliques
10891X4007	RABOUILLET	RABOUILLET	Pyrite, As, Cu
10892X4001	SALVEZINES	ROCHER-DU-TIMBRE	Fe
10892X4003	SALVEZINES	PIED-DU-ROCHER-DU-TIMBRE	Fe
10893X4003	FENOUILLET	FENOUILLET-1	Fe
10894X4004	SAINT-MARTIN	SAINT-MARTIN-VILLAGE	Cu, pyrite
10894X4005	LESQUERDE	DELLA-L'AYGUE	Fe
10894X4006	SAINT-ARNAC	SAINT-ARNAC	Fe
10894X4008	ANSIGNAN	LE-CAMP-DE-L'ARGENT	Fe
10896X4001	MONFORT-SUR-BOULZANE	SERRE-DE-MONTFORT	Fe
10896X4002	MONFORT-SUR-BOULZANE	LE-CALVEROU	Fe, Mn
10896X4003	MONFORT-SUR-BOULZANE	LE-CALVEROU-NORD	Fe, Mn
10896X4005	MONFORT-SUR-BOULZANE	LES-COLS	Cu
10896X4006	MONFORT-SUR-BOULZANE	CORTAL-D'EN-BROSSE	Fe
10896X4007	MONFORT-SUR-BOULZANE	ROQUEFORT-SUR-BOULZANE	Mn
10897X4001	RABOUILLET	MONTAGUT	W, Fe, As, Or
10897X4003	MONFORT-SUR-BOULZANE	PLALLOUBY-1	W
10897X4004	MONFORT-SUR-BOULZANE	PLALLOUBY-2	W
10898X4001	SOURNIA	SOURNIA	Cu
FRA-02493	MONFORT-SUR-BOULZANE	MONFORT-SUR-BOULZANE	Cu, pyrite
FRA-02665	LA CLOZE	LA CLOZE	Fe
FRA-3611	FOSSE-SAINT-MARTIN	FOSSE-SAINT-MARTIN	Cu, pyrite
FRA-03381	COUNOZOULS 2	COUNOZOULS 2	Pb
FRA-01973	RABOUILLET	RABOUILLET	As
FRA-02346	FENOUILLET 2	FENOUILLET 2	Br

Tableau 1 - Liste des indices et gîtes métalliques sur la carte de Saint-Paul-de-Fenouillet (BRGM, Minéralinfo).

Identifiant BRGM	Type de gisement	Contexte
10891X4007	INCONNU	CONTACT MASSIF GRANITIQUE DE MILLAS/CALCAIRE SILICIFIE
10892X4001	AMAS	CALCAIRES URGONIENS
10892X4003	DISSEMINÉ	ALTERNANCES CALCAIRES DEVONIENS/SCHISTES CARBONIFÉRES
10893X4003	INCONNU	TERMINAISON OCCIDENTALE DU MASSIF DE L'AGLY, GNEISS A MUSCOVITE
10894X4004	FILON	GNEISS/FAILLE/CALCAIRES TRIAS
10894X4005	AMAS	CALCAIRE
10894X4006	FILON	CONTACT FAILLE GRANITE/GNEISS
10894X4008	INCONNU	GNEISS DE RIVEROLE/CIPOLIN
10896X4001	AMAS	CALCAIRES PALEOZOÏQUES ENTRE QUERIGUT ET MILLAS
10896X4002	FILON	CALCAIRES PALEOZOÏQUES ENTRE QUERIGUT ET MILLAS
10896X4003	AMAS	SCHISTES, GRES
10896X4005	DISSEMINÉ	NW GRANITE DE MILLAS, CONTACT ANORMAL PALEOZOÏQUE/CRETACE
10896X4006	INCONNU	GNEISS
10896X4007	AMAS	CALCAIRE
10897X4001	FILON	GRANITE, CALCAIRES, SKARNS
10897X4003	DISSEMINÉ	GRANITE, CALCAIRES, CORNEENNES, SCHISTES TACHETES
10897X4004	DISSEMINÉ	GRANITE, CALCAIRES, CORNEENNES, SCHISTES TACHETES
10898X4001	FILONNET	CALCAIRES MARMORISES AU CONTACT DU GRANITE DE MILLAS
FRA-02493	INCONNU	IGNEOUS FELSIC
FRA-02665	INCONNU	IGNEOUS FELSIC
FRA-3611	INCONNU	IGNEOUS FELSIC
FRA-03381	INCONNU	CARBONATE HOSTED
FRA-01973	INCONNU	BASE METALS VEINS
FRA-02346	INCONNU	BASE METALS VEINS

Tableau 1 - Suite

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

La variété des matières premières de la région de Saint-Paul-de-Fenouillet a conditionné l'installation des hommes préhistoriques depuis le Paléolithique. Les plus anciens sites découverts datent du Paléolithique inférieur. En effet, les cornéennes du synclinorium de Boucheville ont servi à fabriquer les plus grands bifaces de la Caune de l'Arago, les calcaires, quartzites et quartz sont les matières premières essentielles à la fabrication de leurs outils. Les hommes du Néolithique ont utilisé les gneiss granites et schistes pour construire les allées couvertes et menhirs ou leurs tombes en lauzes de schistes. Le sentier des dolmens est construit sur la charnokite, ainsi que toutes les roches dures pour fabriquer de belles haches polies. Les zones calcaires, en particulier les falaises liées à l'histoire de la zone nord pyrénéenne ont subi plusieurs phases de karstification. Grottes et abri-sous roche ont livré de nombreuses zones d'habitat ou funéraires. Le bâti, en particulier la base romaine du pont d'Ansignan, est fabriqué en marbres et en calcaire urgonien local, ainsi d'ailleurs que les nombreuses meules de moulins à huile (Montalba). Les carrières de pierres, les gites métallifères (fer, antimoine) et uranium ont été exploitées avant et surtout par les romains. Enfin, les sources thermales ont souvent rassemblé des sites préhistoriques et archéologiques anciens.

Paléolithique

Les vestiges préhistoriques les plus célèbres, dans la région de Saint-Paul-de-Fenouillet, ont été découverts dans la Caune de l'Arago (feuille Rivesaltes). Ancien conduit karstique, la grotte a été creusée dans les calcaires du Crétacé inférieur et remplie de sédiments éoliens au Pleistocène moyen avec niveaux d'occupation humaine pendant les oscillations climatiques MIS 16 à 5. Des âges limites d'environ 700 000 et 35 000 ans ont été obtenus par la datation U/Th pour des planchers stalagmitiques (période tempérée et humide) situés respectivement à la base (plancher 0) et au sommet (plancher a) de la séquence stratigraphique. Elle présente plus de 40 sols d'habitats préhistoriques, riches en restes de faunes et d'industrie acheuléenne, séparés par l'accumulation de sables stériles. Elle présente également de nombreux restes humains *Homo heidelbergensis* ou *Homo erectus* européen, une grande paléo-biodiversité (flores et faunes fossiles : oiseaux, reptiles batraciens et mammifères pendant les périodes froides caractérisant les grandes migrations d'Asie vers l'Europe de l'Ouest).

Les hommes du **Paléolithique** sont connus dans la vallée du Verdoube et ont sillonné ce territoire pour y trouver les matières premières utiles à leur outillage, mais aucune zone d'occupation n'a encore été découverte sur la feuille de Saint-Paul-de-Fenouillet. Les hommes du Paléolithique supérieur sont très présents dans la zone aval du cours de l'Agly, avec une grotte sépulcrale « Mouli del Vent » à Estagel ou dans les zones de moyenne montagne, comme à la grotte de Belvis ou dans les Gorges de la Boulzane (Sacchi, 1986). Ils ont gravé des affleurements de schistes sur le roc de Fornols à Campôme. Cet art rupestre de plein air présente une iconographie qui a permis de le dater du Magdalénien moyen (vers 14 000 av J-C).

Mésolithique

Les sites les plus anciens sur cette zone sont les gisements en grotte ou en plein-air, au débouché des gorges de l'Agly : le site azilien de Galamus daté de – 8000 Av J.C. au lieu-dit le four de la Roque (Martzluff *et al.*, 1988) et la grotte des Adoux à Caudiès-de-Fenouillèdes, où plusieurs niveaux archéologiques ont livré du matériel attribué au Mésolithique réalisé sur du quartz amorphe et des lydienes (Barbaza, 1987).

Néolithique

L'époque **néolithique** est bien renseignée dans toute la région dans les vallées, falaises et en moyenne montagne. Les plus anciens sites cardiaux sont Fontanès-de-Sault dans la haute vallée de l'Aude, l'habitat Caramany, daté dès 5800 BC, le Camp del Ginèbre (fouilles Vignaud, 1993-1994) découvert lors de fouilles pendant la construction du barrage de Caramany.

Le néolithique moyen est très développé en grotte (Bélesta, Claustre *et al.*, 1993), sur des sites de plein-air ou sur des zones dégagées en altitude et les élévations de roches : Peyredrete ou menhir, dolmen et autres tumulus sont nombreux sur toute la carte. La céramique retrouvée sur ces sites fait partie du complexe de Montbolo, du groupe des Chasséens. De nombreuses haches polies, en roches vertes ou différentes roches dures pyrénéennes, sont régulièrement découvertes sur l'ensemble de la zone.

Les menhirs, marques de points géographiques visibles de loin ? sont situés sur des cols, des plateaux ? comme le menhir de Peyrolado, le menhir du Touch, associé à un dolmen couvert de 3 lauzes, Tres Palets à Saint-Paul-de-Fenouillet, la Peyre drète à Campoussy, en granite, cassé et couché, le menhir de Fumades à Prats de Sournia et le menhir de COUNOZOULS dans la vallée de L'Aiguette, haut de 9 m et pesant 50 tonnes.

Avec la généralisation des sépultures collectives, plusieurs édifices sont connus. Ils ont été pillés, utilisés durant plusieurs siècles comme carrières ou dégagés plus récemment. Les dolmens étaient à l'origine recouvert d'un tumulus ou accumulation de pierres. Les dolmens de ce territoire sont en calcaire, schistes ou granites. Les dalles peuvent être gravées ou non. Leur datation précise est délicate, entre 2500 et 2000 BC.

Sur la Serre de Sournia, La Foun de l'Arca est un dolmen avec une dalle cupulée. Le dolmen de la Rouyre (Trilla-Felluns) et le territoire de Tribes, balcon orienté vers le Canigou, et Cayenne à Campoussy sont des ensembles caractéristiques. Ces dolmens correspondent également à des carrefours de voies importantes de transhumance (Triby avec les voies vers Catlar, Rabouillet et Sournia) ? depuis les Corbières vers les Pyrénées. Le Roc des 40 croix, au Sud de Rabouillet, présente des traces sur les chaos granitiques ou le cercle de pierres levées de Rodes, font partie de cette période mégalithique du Néolithique final.

Des **sites chalcolithiques** (âge du Cuivre) datés 3000-2100 BP sont connus. Ils sont représentés par de rares niveaux d'habitat, où les vases sont caractéristiques de la civilisation campaniforme, des outils et ornements en cuivre ou en os. Dans les falaises calcaires du Nord de la zone, les grottes sépulcrales sont très abondantes. Le plus souvent découvertes par des spéléologues, les accumulations osseuses ont été détruites. Rares sont celles qui ont pu être fouillées pour en tirer des indications utiles pour connaître les populations de ce territoire. L'ossuaire de la Roque Rouge, les ossuaires de Puylaurens, la grotte Marie dans les falaises de la Clue de la Fou, le site de la Caoune de l'or à Saint-Paul dans les gorges de Galamus contenaient outre les fragments humains, du mobilier et une belle plaquette.

Les hommes ont également fréquenté la région au Bronze ancien, qui comme la période précédente est caractérisée par une civilisation innovante qui

se complexifie. Les poteries sont tournées avec un fond plat comme à Taïchat. Les hommes vont exploiter de plus en plus de gîtes métallifères présents dans la région, les terrasses alluviales riches pour l'agriculture comme la station de Codomines sur les bords du lac de Caramany, (Vignaud, 1994), mais l'habitat en grotte est toujours présent : grottes des Adotz à Caudiès-de-Fenouillède, à Felluns au Roc de l'Arques, à Tarérach au Mas del Colomb. Le fameux vase à triple ouverture, découvert seul dans la fissure de San Bresqs à Saint-Paul-de-Fenouillet (Treinen Claustre, 1982), a été attribué au Bronze moyen soit entre -1600 et -1350. D'autres tessons de poterie caractéristiques de cette période ont été découverts fortuitement sur l'ensemble du territoire, mais ces découvertes ne peuvent être datées précisément.

Ce territoire est également le témoin d'une activité importante durant l'âge du Fer. Malheureusement, aucune fouille n'a pu être conduite dans la région jusqu'à présent. Les découvertes sont fortuites : bracelets en bronze et parures de plus en plus décorées, en bronze puis en fer. Il ne reste que quelques éperons barrés, partiellement détruits, zones qui seront transformées en oppidum par les Celtes (Oppidum de Fenouillet daté de -750).

Enfin, les romains se sont installés dans les vallées fertiles. Plusieurs fondations de villas sont encore visibles le long des rivières (Tegulae, fragments de poterie, petites statues), mais le monument le plus intéressant est le fameux pont d'Ansignan, aqueduc qui permet d'irriguer les jardins de la vallée de l'Agly. Reconstitué à plusieurs reprises, les datations effectuées sur les fondations et les piliers centraux ont été validées et sont romaines.

Ce territoire est donc bien un reflet précis de l'établissement des hommes qui ont mis à profit les ressources minérales d'une zone de contact entre plusieurs territoires différents depuis le Paléolithique.

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

Les arrêts décrits ci-dessous peuvent être repérés grâce au fond topographique de la carte géologique reportant le nom des communes et lieux-dits cités.

Itinéraire 1 : les gorges de l'Aude

Les gorges de l'Aude – Les gorges de l'Aude sont recensées à l'inventaire national du patrimoine géologique. Elles forment une magnifique suite de défilés (Saint-Georges et Pierre-Lys) alternant avec des secteurs moins encaissés selon la lithologie des terrains traversés. Elles offrent une coupe remarquable des structures plissées nord-pyrénéennes, depuis la zone axiale jusqu'à l'avant-pays pyrénéen. Du Sud au Nord, l'Aude traverse le granite finihercynien de Quérigut (entre Puyvalador et Escouloubre) ? intrusif dans les

métapélites et les métacarbonates dévoniens jusqu'à Gesse. Il longe sur quelques kilomètres, jusqu'à la confluence de l'Aigrette, le Jurassique affecté par la faille nord-pyrénéenne puis traverse les calcaires et marnes jurassiques et crétacés de la zone nord-pyrénéenne. Selon la lithologie, l'Aude a façonné gorges et vallées. En particulier près d'Axat, le défilé de Saint-Georges traversant les marno-calcaires et calcaires métamorphiques du Crétacé inférieur sont la partie la plus étroite de la haute-vallée de l'Aude (falaises de 300 m dont les parois ne sont distantes, par endroit, que d'une vingtaine de mètres). Plus au Nord, le défilé de Pierre-Lys forme un canyon de 2 km au sein des calcaires et marno-calcaires durs de l'Aptien. Sur les plateaux bordant ces gorges, les formations sont fortement karstifiées. L'eau réapparaît en de puissantes sources en aval des canyons, comme celle de Font-Maure au débouché de Pierre-Lys, une des trois sources assurant le drainage karstique du pays de Sault.

Itinéraire 2 : des gorges de Galamus à la clue de Fou

Gorges de Galamus – Entre Cubières-sur-Cinoble au Nord et Saint-Paul-de-Fenouillet au Sud, le fleuve Agly traverse le massif calcaire de la montagne de Capronnes, flanc nord du synclinal du Fenouillèdes, par une cluse longue de 5 km, aux parois verticales (100 m). Les gorges s'arrêtent brusquement sur la plaine de Saint-Paul-de-Fenouillet, cœur du synclinal, où émerge la source de la Tirounère. Les gorges exposent une partie de la série chevauchante nord-pyrénéenne, des calcaires et dolomies du Jurassique moyen aux marnes noires apto-albiennes. Cette série chevauche vers le Nord, par l'intermédiaire des marnes gypseuses du Trias, l'Albien-Cénomaniens et le Crétacé supérieur du synclinal de Soulatge (zone de contact anormal du front nord-pyrénéen).

Clue de la Fou – Au Sud de Saint-Paul-de-Fenouillet, l'Agly découpe à l'emporte-pièce l'imposante barre de carbonates aptiens. Cette entaille perpendiculaire aux barres calcaires est appelée cluse ou clue. Le tracé de l'Agly qui montre une « apparente » inadaptation aux structures géologiques est en fait lié à l'évolution géomorphologique et tectonique de la région depuis 23 Ma. À la clue de la Fou, des sources chaudes (21-27 °C) émergent à une vingtaine de mètres au-dessus du lit de l'Agly. Autrefois exploités pour leurs vertus thérapeutiques, ces sources sont issues d'un mélange d'eaux chaudes karstiques profondes (2 000 m) et superficielles qui s'infiltrent dans les karts. Ces sources ont construit et construisent encore des accumulations de tufs calcaires, utilisés dans l'arche du pont romain préservée de la gorge.

Itinéraire 3 : panoramas sur la Faille Bordière Méridionale

Panorama depuis le rocher Cornut – Au Sud de Campoussy, un point de vue spectaculaire à proximité du rocher Cornut permet l'observation des structures principales pyrénéennes à la jonction de la zone axiale (massif de Millas) et de la zone nord-pyrénéenne (Synclinaux de Boucheville, du Fenouillèdes) et massif de l'Agly. Au premier plan, du lieu d'observation jusqu'à Campoussy,

apparaît le granite de Millas dont la morphologie dessine un replat parsemé de tors et de chaos. La faille bordière méridionale se marque par une dépression qui permet à gauche de distinguer les marbres du synclinorium de Boucheville et à droite le massif hercynien de l'Agly. Le dernier plan correspond au synclinal du Fenouillèdes, avec les flancs nord et sud représentés par les barres carbonatées séparées par la dépression marneuse centrale du synclinal du Fenouillèdes.

Col des Auzines – À partir de Perpignan, prendre la N116 jusqu'à Ille-sur-Têt puis bifurquer sur la D2 en direction de Trevillach et le col des Auzines. La faille nord-pyrénéenne, très visible dans le paysage, met en contact des marbres et cornéennes mésozoïques du synclinorium de Boucheville (à droite) et les granites de Millas (à gauche). Au Nord de la faille, les formations calcaréo-dolomitiques du Jurassique et calcaréo-gréseuses d'âge albien sont affectées par des plis hectométriques qui forment le synclinorium de Boucheville. L'âge du fonctionnement de la faille est peu contraint (Crétacé supérieur à Eocène). Au Sud, les granitoïdes de Millas, d'âge tardi-hercynien, présentant une mégastructure zonée allongée E-W, sont tronqués par la faille nord-pyrénéenne.

Autres sites remarquables :

Gisement de talc de la Jasse Cailhau – À partir de Prades, prendre la D619 jusqu'à Catlar et poursuivre la D14. 1 km avant le col de Jau, s'arrêter au parking et poursuivre à pied jusqu'au refuge de Cailhau. Situés sur le flanc NE du Madrès, le site montre des méplats glaciaires de part et d'autre du gîte de randonnée (ancienne Jasse de Cailhau) et des cordons morainiques étalés de la Jasse à la route du col de Jau, jusqu'à 1 000 m d'altitude. Le gisement de talc se situe en bord de vallon entre le granite et les formations paléozoïques, et a été exploité en deux points : le long du ruisseau Castellane et 600 m au SW du précédent. Il s'agit d'un gisement hydrothermal associé à de la chlorite qui se développe au contact entre le granite tardi-hercynien de Quérigut et des formations métasédimentaires paléozoïques (calcaires magnésiens, schistes et calcschistes). Cette activité hydrothermale est liée à l'épisode de transtension albiennaise le long de la faille nord-pyrénéenne. Le site permet par ailleurs d'observer des géomorphologies glaciaires avec des séquences morainiques des deux premières périodes glaciaires quaternaires, associées à un complexe de cordons morainiques terminaux étalés de la Jasse à la route du col de Jau, jusqu'à 1 000 m d'altitude et des méplats, de part et d'autre du gîte de randonnée. La meilleure coupe des dépôts glaciaires se trouve dans la carrière de talc, où le gisement exploité est surmonté par deux nappes de matériaux morainiques, la nappe basale très altérée, la nappe supérieure à matériel sain.

Charnockite d'Ansignan – À proximité d'Ansignan, le sentier des dolmens permet de déambuler sur une roche unique en France, la charnockite d'Ansignan. De composition granitique, elle a cristallisé en profondeur dans la

croûte de sorte que la biotite (minéral hydraté classiquement observé dans les granites) est remplacée par un minéral anhydre : l'orthopyroxène.

La charnockite d'Ansignan est porphyroïde, assez sombre, avec de grands cristaux centimétriques de feldspaths potassiques (orthose) mâclés Carlsbad. Elle est riche en biotite secondaire, avec quartz, plagioclase et grenat. Sur les affleurements peu altérés, on distingue l'hypersthène parfois centimétrique de couleur gris-verdâtre.

BIBLIOGRAPHIE

- Aguilar C., Liesa M., Castiñeiras P., Navidad M. (2014) - Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating. *J. Geol. Soc. London*, 171, pp. 181-192. doi.org/10.1144/jgs2012-086.
- Albarède F., Michard-Vitrac A. (1978) - Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes Ar-Ar et Rb-Sr. Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX. pp. 681-688.
- Althoff D., Barbey P., Pons J. (1994) - La charnockite d'Ansignan et le granite de Saint-Arnac, témoins d'une extension crustale d'âge hercynien dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France). *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, pp. 239-246.
- Andrieux P. (1982) - Conditions de cristallisation et évolution paragenétique d'une charnockite hercynienne : le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées orientales). *Bull. Minéral.*, 105, pp. 253–266
- Aparicio M. (1975) - Métamorphisme et déformation au contact d'un massif plutonique : l'encaissant du complexe de Quérigut. Thèse 3ème cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 88 p.
- Atlas Dreal Languedoc-Roussillon. <http://paysages.languedoc-roussillon.developpement-durable.gouv.fr/Aude/organisation1.html>
- Aubry A. (1999) - Étude pétrologique, structurale et métamorphique de la bordure ouest du pluton de Quérigut (Ariège, France). Université de Neuchâtel. Neuchâtel, Switzerland, Diplôme, 66 p.
- Auréjac J.-B., Gleizes G., Diot H., Bouchez J.-L. (2004) – Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) réexaminé par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 175, 2, pp. 157-174.
- Autran A., Fonteilles M., Guitard G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 12, pp. 673-731.

- Azambre B., Rossy M., Lago M. (1987) - Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bull. Minéral.*, 110, pp. 379- 396.
- Azambre B., Rossy M., Albarède F. (1992) - Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain) - *Eur. J. Mineral.*, 4, pp. 813-834
- Azambre B. et Guitard G. (2001) - Disthène et staurotide reliques dans les métapélites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, pp. 333, 601- 609.
- Azéma C., Bouillin J.-P., Medus J. (1973) - Remarques sur les brèches karstiques du chaînon de Galamus (Pyrénées orientales- Aude). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 35-36.
- Bakalowicz M. (1990) - Géochimie des eaux incrustantes, formation de travertins et néotectonique : l'exemple des Corbières, *Bull. Centre de Géomorphol. de Caen, CNRS*, 38, pp. 67-78.
- Barbaza M. (1987) - La grotte de l'Adoutx à Caudiès de Fenouillèdes (Pyrénées-Orientales) et le Mésolithique des Corbières. *Gallia préhistoire*, t. 30, pp. 187-203.
- Barbey P., Cheilletz A., Laumonier, B. (2001) - The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, pp. 129-136.
- Barnett-Moore N., Hosseinpour M., Maus S. (2016) - Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints. *Tectonics*, 35, pp. 1843-1862. doi:10.1002/2015TC004019.
- Barnolas A. et Chiron J.-C. (1996) - Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM – ITGE.
- Batiot-Guilhe C., Ladouche B., Seidel J.-L., Prié V., Cernesson F., Dorfliger N., Blanc M., Maréchal J.-C., Léonardi V., Vion P.-Y., avec la collaboration de Bancon C., Fenet H., Gonzalez C., Spinelli S., Van-Exter S. (2012) - Projet de gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – Caractérisation hydrochimique ; qualité chimique, vulnérabilité de l'hydrosystème et de l'écosystème associé. Rapport BRGM/RP-61013-FR.

- Beaumont C., Muñoz J. A., Hamilton J., Fullsack P. (2000) – Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res.*, 105, B4, pp. 8121-8145.
- Ben Othman D., Fourcade S., Allègre C.J. (1984) – Recycling processes in granite-granodiorite genesis: the Quérigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Plan. Sci. Let.*, 69, pp. 290-300.
- Berger G.-M., Fonteilles M., Leblanc D., Clauzon G., Marchal J.-P., Vautrelle C. (1993) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090). Orléans : BRGM, 119 p. Carte géologique par Fonteilles M., Leblanc D., Clauzon G., Vaudin J.-L., Berger G.-M. (1993).
- Bernus-Maury C. (1984) - Étude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 253 p.
- Bertrand L. (1908) – Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 17, pp. 72-74.
- Bertrand J.-M., Guillot F., Leterrier J., Perruchot M.-P., Aillères L., Macaudière J. (1998) - Granitoids from the “Zone Houillère Briançonnaise” (Savoie and Valle d’Aosta, western Alps): geology and U-Pb geochronology, *Geodin. Acta*, 11 (1), pp. 33–49, doi:10.1080/09853111.1998.11105310.
- Bilotte M., Peybernès B., Souquet P. (1970) - Sur la présence de Crétacé supérieur dans le synclinal d'Axat (Pyrénées audoises). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 106, pp. 470-471.
- Bilotte M., Cosson J., Crochet B., Peybernès B., Roche J., Taillefer F., Tambareau Y., Ternet Y., Villatte J. (1988) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Lavelanet (1076). Orléans : BRGM, 63 p. Carte géologique par Souquet P., Peybernès B., Bilotte M., Bousquet J.-P., Ciszak R., Marty F., Tambareau Y., Villatte J., Crochet B., Taillefer F., Cosson J. (1984).
- Birou P. (1937) - Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Baillière Éd.*, Paris, 318 p.
- Bixel F. (1989) - Le volcanisme des Pyrénées. In: Châteauneuf J.-J. et Farjanel G. coords., "Synthèse géologique des bassins permien français". *Mém. BRGM*, 128, pp. 258-265.

- Bodinier J.-L., Fabriès J., Lorand J.-P., Dostal J., Dupuy C. (1987) - Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). *Bull. Minéral.*, 110, pp. 345–358.
- Bonatti E., Ohonello G., Hamlyn P.R. (1986) - Peridotites from the Island and Zabargad (St John). *Red Sea petrology and geochemistry. J. Geophys. Res.*, 91, pp. 599-631.
- Bouchez J.-L., Gleizes G. (1995). Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *J. Geol. Soc. London*, 152, pp. 669–679.
- Bouhallier H., Choukroune P., Ballevre M. (1991) – Evolution structurale de la croûte profonde Hercynienne : exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, pp. 647-654.
- Boulvais P., Ruffet G., Cornichet J., Mermet M. (2007). - Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrenees). *Lithos*, 93, pp. 89-106.
- Bousquet, J.-P. (1975) - Etude géologique de la zone nord-pyrénéenne à l'articulation entre Pays de Sault et bassin de Quillan (Pyrénées orientales). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 149 p.
- BRGM, Société Elf recherche, Société Esso de recherche et d'exploitation du pétrole, Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (1974) - Géologie du bassin d'Aquitaine. BRGM Ed., 27 planches.
- Bronner A., Sauter D., Manatschal G., Péron-Pinvidic G., Munsch M. (2011) - Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nat. Geosci.*, 4, pp. 549–553. doi:10.1038/ngeo1201.
- Burg J.-P., Bale P., Brun J.-P., Girardeau J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision, *Geodin. Acta*, 1(1), 71–87, doi:10.1080/09853111.1987.11105126.
- Burg J.-P., Vanderhaeghe O. (1993) - Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central), *J. Struct. Geol.*, 15(11), pp. 1293–1301, doi:10.1016/0191-8141(93)90103-H.

- Bussy F., Hernandez J., Raumer J. V. (2000) - Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges–Mont Blanc Massifs, Western Alps), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 350, pp. 221–233. doi:10.1130/0-8137-2350-7.221.
- Caballero Y. (2011) - Proposition de renforcement du suivi des eaux souterraines des formations calcaires et cristallines du département des Pyrénées Orientales. Rapport BRGM/RP-60078-FR, 26p., 11 ill.
- Calvet M. (1996) - Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. Thèse Doct. État., Doc. BRGM, 255, 3 t, 1177 p.
- Calvet M. (1999) – Rythmes et vitesses d'évolution morphogénétique dans un orogène alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. Bd. 118, pp. 91-105.
- Calvet M. (2004) – The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*, part I: Europe, Elsevier, Amsterdam, p. 119–128.
- Calvet M., Gunnell Y. (2008) - Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In: Gallagher, K., Jones, S.J. & Wainwright J. (eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics over different Time and Space Scales*, *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, 296, pp. 147-166.
- Calvet M., Delmas M., Gunnell Y., Braucher R., Bourlès D. (2011) - Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In : J. Ehlers & P.L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, a closer look*, Part IV, Elsevier edit, *Developments in Quaternary Science*, 15, 11, pp. 127-139.
- Canérot J., Peybernès B., Ciszak R. (1978) - Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, pp. 673–676.
- Canérot J., Lenoble J.-L. (1993) - Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales; exemple du pic de Lauriolle; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, (5), pp. 719–726.
- Canérot J. (2008) - Les Pyrénées : Histoire géologique (Vol. 1). *Atlantica*. 516 p.

- Canérot J. (2016) - The Iberian Plate: myth or reality ? *Bol. Geológico Min.*, 127, pp. 563–574.
- Canérot J. (2017) - The pull apart-type Tardets-Mauléon Basin, a key to understand the formation of the Pyrenees. *BSGF - Earth Sci. Bull.*, 188, 35. doi.org/10.1051/bsgf/2017198.
- Carreras J. et Capellà I. (1994) - Tectonics levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation, *J. Struct. Geol.*, 16(11), pp. 1509–1524, doi:10.1016/0191- 8141(94)90029-9.
- Carreras J., Druguet E., Griera A., Soldevila J. (2004) - Strain and deformation history in a syntectonic pluton. The case of the Roses granodiorite (Cap Creus, Eastern Pyrenees). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 224, pp. 307–319.
- Casas J.M., Palacios T. (2012) - First biostratigraphical constraints on the pre-Upper Ordovician sequences of the Pyrenees based on organic-walled microfossils. *C. R. Geosci.*, 344, pp. 50–56.
- Casteras M., Cavet P., Comte D., Fontelles M., Graciansky (de) P., Guitard G., Ovracht A., Raguin E. (1967) - Carte géologique de France à 1/80 000, feuille Quillan, 3ème édition.
- Castiñeiras, Navidad M., Liesa M., Carreras J., Casas J.M. (2008) - U–Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 461, pp. 228–239
- Cathelineau M. (1986) - The hydrothermal alkalimetasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *J. Petrology*, 27, pp. 945–965.
- Cavet P. (1957) - Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). Thèse Doct. Etat Sci., Toulouse. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 254, 216 p. 3 cartes HT (1959).
- Cavet P. (1960) - L'Ordovicien supérieur et la série paléozoïque au Nord du granite de Quérigut (Pyrénées de l'Aude). *Bull. Soc. géol. France*, 7, pp 847-853.
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C., *et al.* (2003) – Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6ème édition révisée. Orléans : BRGM.

- Chelalou R., Nalpas T., Bousquet R., Prevost M., Lahfid A., Poujol M., Ringenbach J.-C., Ballard J.-F. (2016) - New sedimentological, structural and palaeo-thermicity data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). *CR. Geosci.*, 348, pp. 312-321. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.008>.
- Chevrot S., Sylvander M., Diaz J., Ruiz M., Paul A. (2015) - The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophys. J. Int.*, 200, pp. 1094–1105. doi:10.1093/gji/ggu400.
- Chevrot S., Villasenor A., Sylvander M., Benahmed S., Beucler E., Cougoulat G., Delmas P., de Saint Blanquat M., Diaz J., Gallart J., Grimaud F., Lagabrielle Y., Manatschal G., Mocquet A., Pauchet H., Paul A., Pequegnat C., Quillard O., Roussel S., Ruiz M., Wolyniec D. (2014) - High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, pp. 6399–6420. doi:10.1002/2014JB010953.
- Choukroune P. (1970) - Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne. *Tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville*. *Bull. BRGM*, 1, 4, pp. 49-63.
- Choukroune P. (1976) - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 127, 116 p.
- Choukroune P. (1992) - Tectonic evolution of the Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, pp. 143–158.
- Choukroune P. et Mattauer M. (1978) - Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne : comparaisons avec des modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), LXX, pp. 689- 700.
- Choukroune P. et Meurisse M. (1970) - Phases de déformation superposées dans le Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne sur la transversale du massif de Salvezines (Aude). *C. R. Acad. Sci Paris, D*, 270, pp. 14-17.
- Choukroune P., and the ECORS team (1989) - The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, 8, pp. 23–39.

- Claustre F., Zammit J., Blaize Y. (1993) - La Caune de Bélesta. Une tombe collective il y a 6000 ans. Centre d'Anthropologie des Sociétés rurales et Château Musée de Bélesta. 288 p.
- Clavières V. (1990) - Muscovitisation et feldspathisation hydrothermale dans le massif granitique de Millas (Pyrénées-Orientales). Géométrie, Géochimie, Modélisation. Thèse non publiée, Université Paris VI, 194 p.
- Clerc C. (2012) - Evolution du domaine nord-pyrénéen au crétacé; amincissement crustal extrême et thermicité élevée: un analogue pour les marges passives. Thèse de Doctorat UPMC, Paris, 249 p.
- Clerc C., Lagabrielle Y., Neumaier M., Reynaud J.-Y., de Saint Blanquat M. (2012) - Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 183, pp. 443–459.
- Clerc C., Lagabrielle Y. (2014) - Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, 33 pp. 1340-1359. 2013TC003471. doi:10.1002/2013TC003471.
- Clerc C., Lahfid A., Monie P., Lagabrielle Y., Chopin C., Poujol M., Boulvais P., Ringenbach J.-C., Masini E., St Blanquat de M. (2015) - High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth*, 6, pp. 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015.
- Clerc C., Lagabrielle Y., Labaume P., Ringenbach J.-C., Vauchez A., Nalpas T., Bousquet R., Ballard J.-F., Lahfid A., Fourcade S. (2016) - Basement – Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. *Tectonophysics*, 686, pp. 82–97. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.022.
- Cochelin B. (2016) - Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. Thèse de Doctorat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 241 p.

- Cochelin B., Chardon D., Denèle Y., Gumiaux C., Le Bayon B. (2017) - Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: synconvergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 188, 39. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017206>.
- Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C., Fanning C.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). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 176, pp. 269–282. doi:10.2113/176.3.269.
- Colas b. (2010) - Cartographie de l'aléa mouvement de terrain de l'Aude. Rapport d'avancement. BRGM/RP-58976-FR, 45 p., 1 ann.
- Colas B. (2013) - Cartographie de l'aléa mouvement de terrain du département des Pyrénées orientales. Rapport final, BRGM/RP-62991-FR, 149 p.
- Collignon M., Fournié D., Gauthier J., Lestang J. de (1968) - Nouvelles donnée stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé inférieur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales, France) *Bull. Centre rech. Pau-SNPA*, 2, 2, pp.321-346.
- Corre B. (2017) - La bordure nord de la plaque ibérique à l'Albo-Cénomanién. Architecture d'une marge passive de type ductile (Chaînon béarnaise, Pyrénées occidentales). Thèse de Doctorat Univ. Rennes 1, 305 p.
- Courtillot V., Renne P.-R. (2003) - On the age of flood basalt events. *C. R. Géosci.*, 335, pp. 113-140.
- Couzinié S., Moyen J.-F., Villaros A., Paquette J.-L., Scarrow J. H., Marignac C. (2014) - Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France), *J. Geosci.*, 59, pp. 1-18, doi:10.3190/jgeosci.155.
- Crochet B., Villatte J., Tambareau Y., Bilotte M., Bousquet J.-P., Kufhuss A., Bouillin J.-P., Gélard J.-P., Bessière G., Paris J.-P. (1989) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Quillan (1077). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bessière G., Bilotte M., Crochet B., Peybernès B., Tambareau Y., Villatte J. (1989).
- Daignières M., Gallart J., Banda E., Hirn A. (1982) - Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, pp. 88–100. doi:10.1016/0012-821X(82)90175-3.

- Daignières M., Cabissole de B., Gallart J., Hirn A., Surinach E., Torne M. (1989) - Geophysical constraints on the deep structure along the Ecore Pyrenees Line. *Tectonics*, 8, pp. 1051–1058. doi:10.1029/TC008i005p01051.
- Dauteuil O. (1988) - Le couloir décrochant nord-pyrénéen entre les massifs du Saint Barthélémy et de Salvezines (Aude, Ariège) : analyse tectonique et approche thermique. Thèse Univ. Paris VI. 116 p.
- Debon F. et Zimmermann J.-L. (1988) - Le pluton hercynien de Bassiès (Pyrénées, Zone axiale) : typologie chimique, âge et remaniements isotopiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, pp. 897-902.
- Debon F., Enrique P., Autran A., coord. (1996) – Magmatisme hercynien, in Barnolas A. et Chiron J.-C. Eds. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Tome 1 – cycle hercynienne. BRGM – ITGE Ed., Orléans et Madrid.
- Debroas E.-J., Marty F., Mediavilla F., Souquet P. (1977) - Description de brèches tectoniques dans les brèches réputées sédimentaires et éocènes de la zone interne métamorphique des Pyrénées: conséquences stratigraphiques et structurales – *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 113, 1-2, pp. 212-218.
- Debroas E.-J. (1978) – Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l’Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 20, pp. 639-648.
- Debroas E.-J. (1990) - Le flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne a sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, pp. 273–285.
- de Cabissole B. (1989) - Apport des données gravimétriques à la connaissance de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS. Thèse 3ième cycle, Montpellier, 172 p.
- Delay F. et Paquet J. (1989) - Tectonique ductile en extension dans le massif hercynien de l’Agly (zone nord-pyrénéenne): *C. R. Acad. Sci.*, 308, pp. 1637–1643.
- Delay F. (1990) - Etude structurale du massif de l’Agly (Pyrénées orientales). *Mém. Soc. Géol. du Nord, Lille*, n° 17, 393 p.
- Delmas M., Gunnell Y., Braucher R., Calvet M., Bourlès D. (2008) - Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees, *Quaternary Res.*, 69, pp. 231-241.

- Deloule E., Alexandrov P., Cheilletz A., Laumonier B., Barbey P. (2002) - In-situ U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci.*, 91, pp. 398-405. doi: 10.1007/S00531-001-0232-0.
- Demange M., Pascal M.-L. (1979) - Structure du massif hercynien nord-pyrénéen de Salvezines (Aude). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 289, D, pp. 711-714.
- Denèle Y., Olivier P., Gleizes G. (2008) - Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.*, 30, (9), pp. 1138-1149. doi:10.1016/j.jsg.2008.05.006.
- Denèle Y., Olivier P., Gleizes G., Barbey P. (2009) - Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France), *Tectonophysics*, 477, (3-4), pp. 244-261. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033.
- Denèle Y., Laumonier B., Paquette J.-L., Olivier P., Gleizes G., Barbey P. (2014) - Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 405, pp. 265-287. doi: 10.1144/SP405.5.
- Díez Fernández R., Catalán M., Ramón J., Arenas Martín R., Abati Gómez J. (2011) - Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain, *Tectonics*, 30(3). doi:10.1029/2010TC002850.
- Dixon J.E., Fitton J.G., Frost R.T.C. (1981) - The tectonic significance of post-carboniferous igneous activity in the North Sea basin. In : *Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe*, pp. 121-137.
- de Sitter L.U., Zwart H.J. (1960) - Tectonic development in supra and infra-structures of a mountain chain. *Proc. 21st Int. Geol. Congr. Copenhagen*, 18, pp. 248-256.
- Dörfliger N., Ladouche B., Le Strat P. (2004) - Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase I – Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales. Volume 1 – Moyens mis en œuvre et méthodologie de caractérisation. Rapport BRGM/RP52918-FR, 107p., 85 ill., 2 ann.

- Dörfliger N. et Ladouche B. (2004) - Evaluation des ressources en eau des Corbières. Phase I – Synthèse de la caractérisation des systèmes karstiques des Corbières orientales. Rapport final. Volume 4 – Synthèse hydrogéologique des systèmes karstiques des Corbières orientales : la Mouillère, la Tirounère, le Verdoble. Rapport BRGM/RP52921-FR, 109 p., 70 ill., 2 ann.
- Druguet E., Passchier C.W., Carrera P., Victor P., den Brok S. (1997) - Analysis of a complex high-strain zone at Cap de Creus, Spain. *Tectonophysics*, 280, 1–2, pp. 31-45.
- Druguet E., Castro A., Chichorro M., Pereira M.F., Fernández C. (2014) - Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees, *Geol. Mag.*, 151(6), pp. 1095-1114. doi:10.1017/S0016756814000041.
- Ducoux M. (2017) - Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 640 p.
- Ducoux M., Jolivet L., Callot J.-P., Aubourg C., Masini E., Lahfid A., Homonnay E., Cagnard F., Gumiaux C., Baudin T. (2019) - The Nappe des Marbres unit of the Basque-Cantabrian Basin: The tectono-thermal evolution of a fossil hyperextended rift basin. *Tectonics*, 38(11), pp. 3881–3915.
- Durand-Delga M. (1964) – Remarques sur la stratigraphie et la structure du Mésozoïque situé entre Estagel et Perpignan (Pyrénées-Orientales). *CR. Acad. Sci., Paris*, 259, pp. 837-840.
- Durand-Delga M. (1965) - Manifestations d'une importante phase tectonique anté-cénomaniennne dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*.
- Durand Delga M. et coll. (1980) - La chaîne des Pyrénées et son avant -pays aquitain-languedocien. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 3*, 77 p.
- Engel W., Raymond D. (1983) – Phénomènes de resédimentation dans le Carbonifère à faciès Culm du haut pays de Sault (Est de la Zone primaire axiale pyrénéenne, France) ; signification géodynamique dans la branche sud de l'orogénèse varisque. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXV, 6, pp. 921-926.

- Esquevin J., Fournié D., Lestang J. de (1971) - Les séries de l'Aptien et de l'Albien des régions nord-pyrénéennes et du Sud Aquitain. Bull. Centre Rech. Pau SNPA., 5, 1, pp. 87-151.
- Esteban J.J., Aranguren A., Cuevas J., Hilario A., Tubía J. M., Larionov A., Sergeev S. (2015) - Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees? *Geol. Mag.*, 152(5), pp. 935-941. doi:10.1017/S001675681500014X.
- Evans N. G., Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.-L. (1997) - Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassiès granite pluton, *J. Struct. Geol.*, 19(2), pp. 195–208. doi:10.1016/S0191-8141(96)00080-6.
- Fabriès J. coord. *et al.* (2015) – chap. 21 « les massifs lherzolitiques ». Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées - Volume 3 : Cycle alpin : Phénomènes alpins – 2018, Coédition AGSO et BRGM, 483 p., 286 fig.
- Fallourd S., Poujol M., Boulvais P., Paquette J.-L., Saint Blanquat de M., Rémy P. (2014) - In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *Int. J. Earth Sci.*, 103(3), pp. 667-682.
- Faure M. (2020) - Structure et évolution pré-permienne du Massif Central français 1/3 – Évolution des idées et architecture en nappes in : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/MCF-pre-Permien-structuration.xml>.
- Faure M., Bé Mézème E., Cocherie A., Rossi P., Chemenda A., Boutelier D. (2008) - Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain, *Tectonics*, 27(2), TC2005. doi:10.1029/2007TC002115.
- Fernández-Suárez J., Gutierrez-Alonso G., Johnston S.T., Jeffries T.E., Pastor-Galán D., Jenner G.A., Murphy J.B. (2011) - Iberian late-Variscan granitoids: Some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages”. *Lithos*, 123(1–4), pp. 121– 132. doi:10.1016/j.lithos.2010.09.010.
- Finger F., Gerdes A., René M., Riegler G. (2009) - The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to post-collisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen), *Geol. Carpathica*, 60(3), pp. 205–212. doi:10.2478/v10096-009-0014-3.

- Fonteilles M. (1970) — Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales). Bull. BRGM, 2, IV, 3, pp. 99-104.
- Fonteilles M. (1976) — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et granitique du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). Thèse Etat, Paris, 685 p.
- Fonteilles M. (1981) - Anatexis of a metagraywacke serie in Agly massif - Eastern Pyrénées. J. Fac Sci. Uni. Tokyo, II, 20, 3, pp. 181-240.
- Fonteilles M. et Guitard G. (1964) - « L'effet de socle » dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. C. R. Acad. Sci. Paris, 258, pp. 4299-4302.
- Fonteilles M. et Guitard G. (1986) - Lithostratigraphie du Protérozoïque des Pyrénées d'après la composition chimique des métagrauwackes catazonales. C.R. Acad. Sci. Paris, 303, pp. 1657-1660.
- Fonteilles M., Leblanc D., Clauzon G., Vaudin J.-L., Berger G.-M. (1993) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090). Orléans : BRGM. Notice explicative par Berger G.-M., Fonteilles M., Leblanc D., Clauzon G., Marchal J.-P., Vautrelle C. (1993).
- Ford M. et Vergés J. (2021) - Evolution of a salt-rich transtensional rifted margin, eastern North Pyrenees, France. J. Geol. Soc., 178(1),
- Fourcade S. et Allègre C.-J. (1981) – Trace element behaviour in granite genesis : a case study. The calcalkaline plutonic association from the Quérigut Complex (Pyrenees, France). Contrib. Mineral. Petrol., 76, pp. 177-195.
- Fourcade S. (1981) - Géochimie des granitoïdes. Thèse, Paris VII, Paris, 211 p.
- Fourcade S. et Javoy M. (1991) – Sr-Nd-O isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pyrenees, France evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In : Didier J., Barbarin B. (eds), Enclaves and granite petrology. Amsterdam : Elsevier, pp. 345-365.
- Galdeano A., Moreau M.-G., Pozzi J.-P., Berthou P.-Y., Malod J.A. (1989) - New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. Earth Planet. Sci. Lett., 92, pp. 95–106. doi:10.1016/0012- 821X(89)90024-1.

- Gapais D., Lagarde J.-L., Le Corre C., Audren C., Jegouzo P., Casas Sainz A., Van Den Driessche J. (1993) - La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère, C. R. Acad. Sci., 2, 316(8), pp. 1123–1129.
- Gélard J.-P. (1969) - Structure de la région située entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières occidentales). Bull. Soc. géol. Fr., (7), 11, p. 345-353.
- Geyssant J., Grandjacquet C., Guitard G. (1978) - La terminaison de la nappe de gneiss du Canigou au nord-est du massif du Roc de France (Pyrénées orientales) et ses replissements tardifs, C. R. Acad. Sci., Paris, D, 287, pp. 1187–1190.
- Giacomini F., Braga R., Tiepolo M., Tribuzio R. (2006) - New constraints on the origin and age of Variscan eclogitic rocks (Ligurian Alps, Italy). Contrib. Mineral. Petrol., 153(1), pp. 29–53. doi:10.1007/s00410-006-0131-2.
- Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.-L. (1997) – Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogeny. Terra Nova, 9, pp. 38-41.
- Gleizes G., Leblanc D., Santana V., Olivier P., Bouchez J.-L. (1998a) - Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets–Panticosa (Pyrenees). J. Struct. Geol., 20(9–10), pp. 1229–1245. doi:10.1016/S0191-8141(98)00060-1.
- Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.-L. (1998b) - The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression, Geol. Soc. London Spec. Publ., 135(1), pp. 267–273. doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.17.
- Golberg J.-M. (1987) - Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées: relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. Doc. Trav. Centre géol. géophys. Montpellier, 14, 235 p.
- Golberg J.-M. et Maluski H. (1988) - Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. CR. Acad. Sci, Paris, 306, II, pp. 429-435.
- Golberg J.-M., Maluski H., Leyreloup A.-F. (1986) - Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism and static metamorphism in the north pyrenean zone. Tectonophysics. 129, p. 275-290.

- Golberg J.-M., Leyreloup A.-F. (1990) - High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, pp. 194–207. doi:10.1007/BF00306443.
- Golberg J.-M. coord. *et al.* (2015) – chap. 20 « Le métamorphisme mésozoïque pyrénéen ». Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées - Volume 3 : Cycle alpin : Phénomènes alpins – 2018, Coédition AGSO et BRGM, 483 p., 286 fig.
- Gong Z., Langereis C.G., Mullender T.A.T. (2008) - The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, pp. 80-93. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.016.
- Goron L. (1937) - Les unités topographiques du Pays ariégeois : Le rôle des cycles d'érosion tertiaires et des glaciations quaternaires dans leur morphologie. *Rev. géograph. Pyrénées Sud-Ouest*, 8(4), pp. 300-334.
- Guilaine J. (1972) - Age du Bronze en Languedoc occidental et Roussillon, Ariège. *Mém. SPF, Paris*, t. 9, 136 p.
- Guiraud M. et Séguret M. (1986) - A releasing solitary overstep model for the late Jurassic - early Cretaceous (Wealdian) Soria strikeslip basin (Northern Spain). In: *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, Christie-Blick N. and Biddle K.T. (Eds.), *SPEM spec. publ.*, 37, pp. 159-175.
- Guitard G. et Raguin E. (1958) - Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci., Paris.*, 247, pp. 2385-2388.
- Guitard G., Geysant J., Laumonier B. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1ère partie : analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional. *Géol. Fr.*, (4), pp. 95-125.
- Guitard G., Geysant J., Laumonier B., Autran A., Fontailles M., Dalmayrach B., Vidal J.-C., Mattauer M., Bandet Y. (1992) – Carte géologique France (1/50 000), feuille Prades (1095). Orléans : BRGM. Notice explicative par Guitard G., Laumonier B., Autran A., Bandet Y. (1993).
- Guitard G., Laumonier B., Autran A., Bandet Y., Berger G.-M. (1998) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1: 50.000), feuille Prades (1095), édition BRGM, Orléans, France.

- Gunnell Y., Calvet M., Brichau S., Carter A., Aguilar J.P., Zeyen H. (2009) – Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Let.*, 278, pp. 208-218.
- Gutiérrez-Alonso G., Fernández-Suárez J., Jeffries T.E., Johnston S.T., Pastor-Galán D., Murphy J.B., Franco M.P., Gonzalo J.C. (2011) - Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30(5), TC5008. doi:10.1029/2010TC002845.
- Handy M.R., Schmid S., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D. (2010) - Reconciling plate tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth Sci. Rev.*, 102, pp. 121–158. doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002.
- Hernández Enrile J.L. (1991) - Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif, *Tectonophysics*, 191(3), pp. 311-324. doi:10.1016/00401951(91)90064-Y.
- Hirn A. (1980) - Image géophysique de la France : le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In : *Evolutions géologiques de la France*, 26ème Congr. géol. int., colloque C7, Mém. BRGM, 107, pp. 34-39.
- Jalut G. (1977) - Végétation et climat des Pyrénées méditerranéennes depuis quinze mille ans. *Archives d'Écologie Préhistorique*, 2 t., 141 p., 32 pl.
- Jaffrezo M. (1980) - Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée. Thèse État, Paris, 615 p.
- Jammes S., Manatschal G., Lavier L., Masini E. (2009) - Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28, TC4012. doi:10.1029/2008TC002406.
- Jammes S., Tiberi C., Manatschal G. (2010) - 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay–Western Pyrenees. *Tectonophysics*, 489, pp. 210–226. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.023.
- Jarricot J., Depéret Ch. (1908) - Le Crâne préhistorique de Saint-Paul de Fenouillet. In: *Bulletins et Mém. Soc. Anthropol. Paris*, V° Série. Tome 9, pp. 543-561.

- Jolivet L., Frizon de Lamotte D., Mascle A., Séranne M. (1999) - The Mediterranean basins: Tertiary Extension within the Alpine orogeny – An introduction. In : Durand B., Jolivet L., Horvath F., Séranne M. (eds), The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 156, pp. 1-14.
- Jolivet L., Romagny A., Gorini C., Maillard A., Thion I., Couëffé R., Ducoux M., Séranne M. (2020) - Fast dismantling of a mountain belt by mantle flow : Late-orogenic evolution of Pyrenees and Liguro-Provençal rifting. *Tectonophysics*, 776, pp. 1-15. doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228312.
- Joly J.-L. (1982) - Géologie et géochimie du massif granitique de Millas (Pyrénées orientales) et des gisements de talc et chlorite associés. Thèse 3ème Cycle, Univ. Lyon I, 159 p.
- Kilzi M.A., Grégoire M., Bosse V., Benoît M., Driouch Y., Saint Blanquat de M., Debat P. (2016) - Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the ultramafic and mafic rocks emplaced within the anatectic series of the Variscan Pyrenees: The example of the Gavarnie–Heas dome (France), *C. R. Geosciences*, 348(2), pp. 107-115. doi:10.1016/j.crte.2015.06.014.
- Kriegsman L.M., Aerden D.G.A.M., Bakker R.J., den Brok S.W.J., Schutjens P.M.T.M. (1989) - Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees – evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism, *Geol. Mijnb.*, 68, pp. 323-333.
- Lacombe O. et Jolivet L. (2005) - Structural and kinematic relationships between Corsica and Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003. doi: 10.1029/2004TC001673.
- Lacroix A. (1895) - Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 42, VI, pp. 307-446.
- Laffont D. (1971) – Le massif granitique de Quérigut-Millas entre Roquefort-de-Sault et Mosset. *Pétrologie et structure*. Thèse 3ème cycle, Univ. Paul Sabatier (Toulouse), 150 p.
- Lagabriele Y., Bodinier J.-L. (2008) - Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks; field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20, pp. 11-21. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x.

- Lagabrielle Y., Labaume P., Saint Blanquat de M. (2010) - Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29, TC4012. doi:10.1029/2009TC002588.
- Lagarde J.-L. et Millot G. (1978) - Analyse du sens de déversement d'une nappe gneissique. Application à la nappe hercynienne du Canigou (Pyrénées-Orientales), *C. R. Acad. Sci., D*, 286, pp. 937-940.
- Lagasquié J.-J., Marre J., Godard A. (1982) - Cartographie géomorphologique du Quérigut et du Madrès, Pyrénées-Orientales. *Rev. géograph. Pyrénées Sud-Ouest*, 53, 2, pp. 221-232.
- Lagasquié J.-J. (1984) - Géomorphologie des granites, les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises. Édit. Région. CNRS, Toulouse, 374 p.
- Lago M. et Pocovi A. (1980) - Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del area de Aulet (Prepireneo oriental, provincia de Huesca). *Acta Geol. Hispanica*, 17, pp. 227- 233.
- Lardeaux J.-M., Ledru P., Daniel I., Duchene S. (2001) - The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences, *Tectonophysics*, 332(1-2), pp. 143-167. doi:10.1016/S0040-1951(00)00253-5.
- Laumonier B. (1988) - Les Groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales. *Hercynica*, 1, pp. 25-38.
- Laumonier B. (coord.) *et al.* (1996) - Cambro-Ordovicien. In : Barnolas A. et Chiron J.-C., Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM – ITGE, pp. 585-677.
- Laumonier B., Autran A., Barbey P., Cheilletz A., Baudin T., Cocherie A., Guerrot C. (2004) - Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries prévarisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 175, 6, pp. 105-117.
- Laumonier B., Marignac C., Kister P. (2010) - Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 5, pp. 411-428.

- Laumonier B., Calvet M., Wiazemsky M., Barbey P., Marniac C., Lambert J., Lenoble J.-L. avec la collaboration de Autran A., Cocherie A., Baudin T., Llac F. (2015) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Céret (1096). Orléans : BRGM, 164 p. Carte géologique par Wiazemsky M., Calvet M., Laumonier B., Guitard G. (†), Autran A., Llac F., Baudin T. (2010).
- Laurent O., Couzinie S., Zeh A., Vanderhaeghe O., Moyen J.-F., Villaros A., Gardien V., Chelle-Michou C. (2017) - Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. *Int. J. Earth. Sci.*, 106, pp. 421–451. doi:10.1007/s00531-016-1434-9.
- Le Pichon X., Bonnin J., Sibuet J.-C. (1970) - La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne, *C. R. Acad. Sci.*, 271, pp. 1941–1944.
- Le Pichon X. et Sibuet J.-C. (1971) - Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean opening. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, pp. 83-88.
- Leblanc D. et Vaudin J.-L. (1984) - Les déformations du Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne à l'Est de l'Aude. *Géol. France*, 4, pp. 57-68.
- Légier C., Tempier C., Vauchez A. (1987) - Tectonique tangentielle ductile synmétamorphe d'âge Crétacé supérieur dans la couverture du massif de l'Agly (zone nord-pyrénéenne orientale). *C. R. Acad. Sci.*, II 305, pp. 907–911.
- Leterrier J. et Predali, J.-J. (1968) - Evolution métamorphique de micaschistes en septa dans le massif granitique de Quérigut (Ariège). *Sci. Terre, Nancy*, 13, pp 55-64.
- Leterrier J. (1972) – Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège). Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy, 292 p.
- Lucas C. (1985) - Le grès rouge du versant nord des Pyrénées : essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias, Thèse d'Etat, Univ. Toulouse, France.
- Lucas C. (1989) - Le Permien des Pyrénées. In : Synthèse géologique des bassins permien français. Châteauneuf J.-J., Farjanel G. (éds). *Mém. BRGM*, 128, pp. 139-150.

- Magné J. et Mattauer M. (1968) - Sur la présence de Cénomaniens – Turoniens dans la série schisteuse de la couverture nord de la zone axiale des Pyrénées au Sud de Quillan (Aude). Bull. BRGM, 2, 3, pp. 39-42.
- Majoor f.j.m. (1988) - A geochronological study of the axial zone of the central Pyrenees, with emphasis on Variscan events and Alpine resetting. Lab. Isotopen-Geologie, Amsterdam, Verhand., 6, 117 p.
- Marre J. (1973) - Le complexe éruptif de Quérigut. Pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse État., Univ. Paul Sabatier (Toulouse), 536 p.
- Marre J. (1982) – Méthode d'analyse structurale des granitoïdes. Manuels et méthodes n°3, BRGM Ed.
- Martínez-Catalán J.R., Pascual F.J.R., Montes A.D., Fernández R.D., Barreiro J.G., Silva Í.D.D., *et al.* (2014) - The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution. Geol. Soc. Spec. Publ., 405, pp. 225–247. doi: 10.1144/SP405.1.
- Mattauer M. et Proust F. (1962) - Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 10, p. 304.
- Mattauer M. (1968) - Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., X, 1, pp. 3-11.
- Mattauer M. et Henry J. (1974) - Pyrénées. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 4, pp. 3-21. doi:10.1144/GSL.SP.2005.004.01.01.
- Matte P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, 13(2), pp. 122–128. doi:10.1046/j.13653121.2001.00327.x.
- Matte P. (2002) - Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau–col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales), C. R. Geosci., 334, 10, pp. 773–779.
- Martzluff M., Crabol D., Cura M. (1988) – Une structure mégalithique protohistorique à Angostrina en Cerdanya, Prehistoria i arqueologia a la conca del Segre. Homenage al prof. Maluquer de Motes, Colloqui Internacional de Puigcerda, 1986, Institut d'Estudis Ceretans éd., Puigcerda, p.163-169, 2 fig.

- Messaoudi H. (1990) - Le complexe plutonique de Millas (Pyrénées Orientales) : Pétrologie, Géochimie, structurologie et cinématique de mise en place, PhD thesis, Univ. Toulouse, France.
- Messaoudi H., Debat P., Lelubre M. (1993) – Structure et mode de mise en place du complexe plutonique hercynien de Millas (Pyrénées-Orientales, France). C. R. Acad. Sci., 316, 2, pp. 145-150.
- Meurisse M. (1973) - Etude structurale de la zone nord-pyrénéenne orientale. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 2 vol., 325 p.
- Mezger J., Gerdes A. (2016) - Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Res.*, 29(1), pp. 181-198. [dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.11.010](https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.11.010).
- Mirouse R. (1962) - Recherches Géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées, Thèse de 3ème cycle, Université de Toulouse, Toulouse, France, 451 p.
- Monnot P. (1999) - Etude géologique dans la région de la montagne de Gargaillet : Lithostratigraphie, structures et métamorphisme de l'encaissant au contact de la bordure septentrionale du massif de Quérigut (Pyrénées orientales françaises, Aude et Ariège), Diplôme de l'Université de Neuchâtel.
- Monod B., Regard V., Carcone J., Wyns R., Christophoul F. (2016) - Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: weathering and neotectonic records. *C. R. Geoscience*, 348, pp. 184-193. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.09.005>.
- Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1986) - K -Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism from the Pyrenees: age and length of rotation of the iberian peninsula. *Tectonophysics*, 129, pp. 257 - 273.
- Moreau M.-G., Berthou J.-Y., Malod J.-A. (1997) - New paleomagnetic Mesozoic data from the Algarve (Portugal): fast rotation of Iberia between the Hauterivian and the Aptian. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, pp. 689–701. [doi:10.1016/S0012-821X\(96\)00239-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00239-7).
- Müller J. et Roger P. (1977) - L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. *Géol. Alpine*, 2, pp. 1-191.

- Muñoz J.A. (1992) - Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In : Thrust Tectonics, K.R. McClay (ed.), pp. 235–246, Chapman & Hall, London.
- Nirrengarten M., Manatschal G., Tugend J., Kusznir N.J., Sauter D. (2017) - Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: implications for plate reconstructions. *Terra Nova*, pp. 29, 20–28. doi:10.1111/ter.12240.
- Odlum M.L. et Stockli D.F. (2019) - Thermotectonic evolution of the North Pyrenean Agly Massif during Early Cretaceous hyperextension using multi-mineral U-Pb thermochronometry. *Tectonics*, 38. doi.org/10.1029/2018TC005298.
- Olivet J.-L. (1996) - La cinématique de la plaque Ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 20, pp. 131–195.
- Olivier P., Gleizes G., Paquette J.-L. (2004) – Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). In: Whitney D.L., Teyssier C., Siddoway C.S. (eds). *Gneiss domes in orogeny*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 380, pp. 229–242.
- Olivier P., Gleizes G., Paquette J.-L., Muñoz Saez C. (2008) – Structure and U-Pb dating of the St-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. *J. Geol. Soc. London*, 165, p. 141-152.
- Ordóñez Casado B., Gebauer D., Schäfer H. J., Ibarra J. I. G., Peucat J. J. (2001) - A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif, *Tectonophysics*, 332(3), pp. 359–385. doi:10.1016/S00401951(00)00210-9.
- Padel M. (2016) - Influence cadomienne dans les séries présardes des Pyrénées Orientales: approche géochimique, stratigraphique et géochronologique. Thèse de Doctorat, Université de Lille I, 211 p.
- Padel M., Álvaro J.J., Clausen S., Guillot F., Poujol M., Chichorro M., Monceret E., Pereira M.F., Vizcaíno D. (2017) - U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating across the Ediacaran-Cambrian transition of the Montagne Noire, southern France. *C. R. Geosci.*, 349(8), pp. 380-390.
- Padel M., Clausen S., Álvaro J.J., Casas J.M. (2018) - Review of the Ediacaran-Lower Ordovician (pre-Sardic) stratigraphic framework of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. *Geologica Acta*, 16 (4), pp. 339-355. doi : 10.1344/GeologicaActa2018.16.4.1.

- Palassou P. -B. (1781) - Essai sur la Minéralogie des Monts Pyrénées. Didot, Paris.
- Pallàs R., Rodès A., Braucher R., Bourlès D., Delmas M., Calvet M., Gunnell Y. (2010) - Small, isolated glacial catchment as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38, 10, pp. 891-894.
- Paquet J. (1985). Petrology and geothermometry of retrograded Hercynian charnockites and host gneisses, Agly Massif, French Pyrenees. *J. Metamorphic geology*, 3, pp. 45-58.
- Paquet J. et Mansy J.-L (1991) – La structure de l’Est des Pyrénées (transversale du massif de l’Agly) : un exemple d’amincissement crustal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, pp. 913-919.
- Paquette J.-L., Gleizes G., Leblanc D., Bouchez J.-L. (1997) - Le granite de Bassiès (Pyrénées) : un pluton syntectonique d’âge Westphalien. *Géochronologie U-Pb sur zircons*, *C. R. Acad. Sci.*, 2, 324(5), pp. 387–392.
- Paquette J.-L., Ménot R.-P., Pin C., Orsini J.-B. (2003) - Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica, *Chem. Geol.*, 198(1–2), pp. 1–20. doi:10.1016/S00092541(02)00401-1.
- Paquette J.-L., Ballèvre M, Peucat J.-J., Cornen G. (2017) - From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). *Lithos*, 294–295, pp. 418–437
- Pascal M.-L., Fontelles M, Guitard G. (1976) - Contribution à l’étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales : Paléozoïque épizonal du massif de l’Agly. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, pp. 1471–1487.
- Pascal M.-L. (1979) - Les albitites du massif de l’Agly (Pyrénées-Orientales). Thèse docteur-ingénieur, non publiée, Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris, France, 163 p.
- Pauchet H., Rigo A., Rivera L., Souriau A. (1999) - A detailed analysis of the February 1996 aftershock sequence in the eastern Pyrenees, France. *J. Geophys. Int.*, 137, 1, pp. 107-127.
- Peybernès B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse État, Toulouse, 459 p.

- Peybernès B., Souquet P. (1984) - Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geol. Mag.*, 121, pp. 397–405. doi:10.1017/S0016756800029927.
- Philippon M., Brun J.-P., Gueydan F. (2009) - Kinematic records of subduction and exhumation in the Ile de Groix blueschists (Hercynian belt; Western France), *J. Struct. Geol.*, 31(11), pp. 1308–1321. doi:10.1016/j.jsg.2009.07.003.
- Pin C. et Vielzeuf D. (1983) - Granulites and related rocks in variscan median Europe: A dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, pp. 47–74. doi:10.1016/0040-1951(83)90233-0.
- Pons J. (1970) – Relations entre la structure et la pétrofabrique des roches éruptives dans la bordure méridionale du massif granitique de Quérigut. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 271, pp. 1665-1668.
- Pons J. (1971) – Pétrofabrique et structures dans le massif de Quérigut. Thèse 3ème cycle, Univ. Paul Sabatier (Toulouse), 228 p.
- Pouclot A., Alvaro J.J., Bardintzeff J.M., Gil Imaz A., Monveret E., Vizcaino D. (2016) - Cambrian-Early Ordovician volcanism across the South Armorican and Occitan Domains of the Variscan Belt In France: Continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin. *Geosci. Frontiers*, 8, 1, pp. 25-64. doi:10.1016/j.gsf.2016.03.002.
- Poujol M., Boulvais P., Kosler J. (2010) - Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. *J. Geol. Soc. London*, 167, pp. 751-767.
- Ravier J. (1959) – Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. France*, t. XXXVIII, Mém n° 86.
- Raymond D. et Weyant M. (1982) — Individualisation de deux séries hétéropiques au sein du Dévonien et du Carbonifère inférieur de la zone axiale pyrénéenne entre les vallées de l'Aude et de l'Ariège (France). *Bull Soc. géol. Fr.*, 7, XXIV, 2, pp. 265-274.
- Raymond D. (1984) - Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises: l'exemple du Pays de Sault (Nord du granite de Quérigut, Aude et Ariège) et les régions voisines, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II(3), pp. 479–485.
- Raymond D. et Marre J. (1988) - Les septa métasédimentaires du pluton granitique de Quérigut (Est des Pyrénées, France), reliques d'une unité allochtone varisque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307(2), pp. 1107-1112.

- Reille M. et Lowe J.J. (1993) - A re-evaluation of the vegetation history of the Eastern Pyrenees (France) from the end of the last Glacial to the Present, *Quaternary Sci. Rev.*, 12, pp. 74-77.
- Respaut J.-P. et Lancelot J.-R. (1983) — Datation et mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U-Pb sur zircons et monazites. *N. Jhb. Miner. Abh.*, 147, 1, pp. 21-34.
- Rigo A., Souriau A., Pauchet H., Grésillaud A., Nicolas M., Olivera C., Figueras S. (1997) - The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees: first results. *J. Seismology*, 1, pp. 3-14.
- Roberts M.P., Pin C., Clemens J.D., Paquette J.-L. (2000) – Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rock associations: the calc-alkaline Quérigut complex, French Pyrenees. *J. Petrol.*, 41, 6, pp. 809-844.
- Roger F. et Matte P. (2005) - Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon—A 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal), *Int. J. Earth Sci.*, 94, pp. 173–179. doi:10.1007/s00531-005-0466-3.
- Román-Berdiel T., Casas A.M., Oliva-Urcia B., Pueyo E.L., Rillo C. (2004) - The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite, *J. Struct. Geol.*, 26(4), pp. 659–677. doi:10.1016/j.jsg.2003.09.001.
- Romer R.L., Soler A. (1995) - U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (Pyrenees-Spain). *Mineral. Deposita*, 30, pp. 374-383.
- Rosenbaum G., Lister G.S., Duboz C. (2002) - Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, pp. 117–129. doi:10.1016/S0040-1951(02)00442-0.
- Rossi Ph., Cocherie A., Fanning C.M., Ternet M. (2003) - Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits "infra-liasiques" nord-pyrénéens. *C. R. Geosci.*, 335, pp.1071-1080.
- Rossy M., Azambre B., Albarède F. (1992) - REE and Sr/1bNd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France-Spain). *Chem. Geol.*, 97, pp. 33–46. doi:10.1016/0009-2541(92)90134-Q.

- Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Munoz J.A., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Seguret M., Camara P., Deramond J. (1989) - ECORS deep seismic data and balanced cross sections; geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, pp. 41–50. doi:10.1029/TC008i001p00041.
- Pascual R.F.J., Arenas R., Martínez Catalán J.R., Rodríguez Fernández L.R., Wijbrans J.R. (2013) - Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics*, 587, pp. 207–221. doi: 10.1016/j.tecto.2012.10.005.
- Sacchi D. (1986) - Le Paléolithique supérieur du Languedoc occidental et du Roussillon. XXIe supplément à Gallia Préhistoire, CNRS Ed., 286 p.
- Saint-Blanquat de M., Brunel M., Mattauer M. (1986) - Les zones de cisaillement du massif nord-Pyrénéen du Saint-Barthélémy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 303, pp. 1339-1344.
- Saint Blanquat de M. (1989) - La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy: âge et signification de l'extension crustale dans la zone nord-pyrénéenne, Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier, France.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P., Le Pichon X., Roulet M.-J. (1986) - Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, pp. 1-35. doi:10.1016/0040-1951(86)90192-7.
- Sebai A., Féraud G., Bertrand H., Hanes J. (1991) - $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, pp. 455-472
- Séguret M. et Proust F. (1968) - Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées; Chronologie des déformations, *C. R. Acad. Sci., D*, 266, pp. 984–987.
- Séranne M. (1999) - The gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F. & Séranne M. (eds), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*, Geol. Soc. London Sp. Publ., 156, pp. 15-36.
- Serrat P. (2000) - Genèse et dynamique d'un système fluvial méditerranéen : le bassin de l'Agly. Thèse doct. Université de Perpignan, 2 t. 653 et 137 p. (annexes).

Sibuet J.-C., Srivastava S.P., Spakman W. (2004) - Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 109, B08104. doi:10.1029/2003JB002514.

SITE : Site.fenouilledes.fr : Du Néolithique aux Romains en Fenouillède. Aapo-66.com/publications

Siron G, Goncalves P, Marquer D. (2012) - The origin of high geothermal gradient: Post-orogenic extension or large intrusion in the middle crust? A case study from the Agly Massif, French Pyrenees. Abstract, Variscan 2012 meeting, Sassari, Italy.

Siron G, Goncalves P, Marquer D, Trap P., Paquette J.-L., Vanardois J. (2020) - Contribution of magmatism, partial melting buffering and localized crustal thinning on the late-Variscan thermal structure of the Agly massif (French Pyrenees). *J. Metamorph. Geol.*, 38, 8, pp. 799-829. doi.org/10.1111/jmg.12549.

Soula JC. (1982) - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, pp. 313–342.

Souquet P., Peybernès B., Bilotte M., Debroas E.-J. (1977) - La chaîne alpine des Pyrénées. *Géol. Alp.*, 53, pp. 193–216.

Souquet P. et Debroas E.-J. (1980) - Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation des Pyrénées pendant le cycle alpin. In : *Evolutions géologiques de la France ; 26e Congr. géol. int., colloque C7, Mém. BRGM*, 107, p. 213-233.

Souquet P., Debroas E.-J., Boirie J.-M., Pons P., Fixari G., Dol J., Thieuloy J.-P., Bonnemaïson M., Manivit H., Peybernès B., (1985) - Le Groupe du Flysch Noir (Albo- Céno manien) dans les Pyrénées. *Bull. Cent. Rech. Exlplo.-Prod. Elf-Aquitaine*, 9, pp. 183– 252.

Soutadé G. (1980) - Modélé et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées orientales. Thèse Doct. Etat lettres, Univ. Bordeaux III (1978). Impr. Coop. Du S.O., Albi., 452 p.

Srivastava S.P., Sibuet J.-C., Cande S., Roest W.R., Reid I.D. (2000) - Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 182, pp. 61–76.

Stampfli G.M., Borel G.D., Marchant R., Mosar J. (2002) - Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explor.*, 8, pp. 77–106.

- Štípská P., Schulmann K., Kröner A. (2004) - Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: a model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic), *J. Metamorph. Geol.*, 22(3), pp. 179–198. doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00508.x.
- Sylvander M., Monod B., Souriau A., Rigo A. (2007) - Analysis of an earthquake swarm (May 2004) in the French eastern Pyrenees: Towards a new tectonic interpretation of the Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake (1996). *C. R. Geosci.*, 339, 1, pp. 75-84.
- Taillefer F. (1951) - Le piémont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de piémont. Thèse Doct. Etat Lettres, Privat édit. Toulouse, 383 p.
- Ternois S., Odlum M., Ford M., Pik R., Stockli D., Tibari B., Vacherat A., Bernard V. (2019) - Thermochronological Evidence of Early Orogenesis, Eastern Pyrenees, France. *Tectonics*, 38, pp. 1308–1336. doi.org/10.1029/2018TC005254.
- Touil A., Garcia D., Fonteilles M. (1996) – Diversité chimique du matériel basique associé aux granitoïdes : le massif d'Ansignan (Pyrénées Orientales varisques, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 322, IIA, pp.25-32.
- Tournaire Guille B., Olivier P., Paquette J.-L., Bosse V., Guillaume D. (2019) – Evolution of the middle crust of the Pyrenees during the Paleozoic: new data on the plutonic rocks from the North Pyrenean Agly Massif. *Int. J. Earth. Sci.*, 108, pp. 245-265
- Treinen Claustre, F. (1982) - Découverte d'un vase à triple ouverture dans le Fenouillèdes (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 79, 5, pp. 148-150.
- Tugend J., Manatschal G., Kusznir N.J., Masini E., Mohn G., Thion I. (2014) – Formation and deformation of hyperextended rift systems; insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33, pp. 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529.
- Valero J. (1974) - Géologie Structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa - Province de Huesca (Espagne), Thèse de 3ème cycle, Univ. Bordeaux, France.
- Van Den Driessche J. et Brun J.-P. (1992) - Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodin. Acta*, 5, (1–2), pp. 85–97. doi:10.1080/09853111.1992.11105221.

- Vanardois J., Trap P., Goncalves P., Marquer D., Gremmel J., Siron G., Baudin T. (2020) - Kinematics, deformation partitioning and late Variscan magmatism in the Agly massif, Eastern Pyrenees, France. *Bull. Soc. géol. France*, 191, 15, pp. 1-29. doi.org/10.1051/bsgf/2020009.
- Vaucher A., Clerc C., Bestani L., Lagabrielle Y., Chauvet A., Lahfid A., Mainprice D. (2013) – Petrogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees-France). *Tectonics*, 32, pp. 1-12.
- Vershure R.H., Hebeda E.H., Boelrigh N.A., Priem H.N.A., Avé Lallemant H.G. (1967) - K/Ar age of hornblende from hornblendite vein in the alpine ultramafic mass of the Etang de Lers (Ariège), French Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen*, 42, pp. 59-60.
- Vielzeuf D. (1984) – Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse de l'Université de Clermont-Ferrand.
- Vielzeuf D., Kornprobst J. (1984) - Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, pp. 87–96. doi:10.1016/0012-821X(84)90041-4.
- Vielzeuf D. (1996) – Les massifs nord-pyrénéens à soubassement granulitique. In : Barnolas A. et Chiron J.-C. (eds) : Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. BRGM-ITGE, 1, pp. 502-521.
- Viennot R. (1927) - Recherches structurales dans les Pyrénées françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr*, 267 p.
- Vignaud A. (1998) - « La nécropole néolithique du Camp del Ginèbre de Caramany (Pyrénées-Orientales) », dans Tombes, nécropoles, rites funéraires préhistoriques et historiques, séminaires du Centre d'anthropologie de Toulouse, École des hautes Études en Sciences sociales, 1998, pp. 19-29
- Vissers R.L.M., Meijer P.T., (2012) - Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth Science Reviews*, 110, pp. 93-110.
- Vissers R.L.M., van Hinsbergen D.J.J., van der Meer D.G., Spakman W. (2016) – Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Res.*, pp. 34, 49–59. doi:10.1016/j.gr.2016.03.006.

- Vitrac-Michard A., Allègre C.J. (1975) - 238U-206Pb, 235U-207Pb, systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51(3), pp. 205-212.
- Wallez J.-P. (1974) - Stratigraphie et structure de la partie méridionale du pays de Sault (Aude). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 138 p.
- Wickham SM, Oxburgh E.R. (1985) - Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318, pp. 330–333.
- Wickham S. M., Oxburgh E.R. (1986) - A rifted tectonic setting for Hercynian high thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1), pp. 53–69.
- Yelland A. (1991) - Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission-track studies, PhD thesis (unpubl.), University of London.
- Zwart H.J. (1979) - The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol Meded.*, 50, pp. 1–74.

Documents et collections consultables

Le lecteur pourra examiner les collections de lames-minces de roches du socle au BRGM à Orléans (3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans-La-Source). La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés par internet sur le site [Infoterre](http://www.brgm.fr) du BRGM (www.brgm.fr).

AUTEURS

L'intervention des différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

- introduction : **Monod B., Le Goff E., Egal E.**
- description des terrains :
 - o **Egal E., Le Goff E.** à partir des descriptions équivalentes de la notice de la feuille Rivesaltes pour les terrains de socle de l'Agly et de Demange et Pascal (1979) pour le socle de Salvezines ;
 - o **Egal E., Le Goff E., Monod B., et Lahondère D. et Baudin T.** pour les terrains granitiques et sédimentaires de la Zone axiale ;
 - o **Leblanc D., Monod B., Baudin T.** (avec quelques ajouts par Egal E.) pour les terrains mésozoïques nord-pyrénéens ;
 - o **Calvet M.** (quelques ajouts par Egal E.) pour les terrains cénozoïques et notamment quaternaires.
- conditions de formation des entités géologiques : **Le Goff E., Monod B.**
- évolution tectono-métamorphique : **Monod B., Le Goff E.**
- synthèse géodynamique régionale : **Le Goff E., Monod B., Leblanc D.**
- géologie de l'environnement : **Monod B., Le Goff E. et Fleury P.** (hydrogéologie).
- documentation complémentaire : **Moigne A.-M.** (Préhistoire et archéologie), **Le Goff E. et Monod B.** (Itinéraires géologiques).

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

