

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
ARLES-SUR-TECH  
À 1/50 000**

**par**

**B. LAUMONIER, T. BAUDIN, P. BARBEY, M. CALVET,  
J.-L. LENOBLE**

**2023**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *Pour la carte* : BAUDIN T., AUTRAN A., GUITARD G., LAUMONIER B. (2009). – Carte géol. France (1/50 000), feuille Arles-sur-Tech (1100). Orléans : BRGM. Notice explicative par Laumonier B., Baudin T., Barbey P., Calvet M., Lenoble J.-L. (2023), 194 p.

– *pour la notice* : LAUMONIER B., BAUDIN T., BARBEY P., CALVET M., LENOBLE J.-L. (2023) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Arles-sur-Tech (1100). Orléans : BRGM, 194 p., 4 pl. ht. Carte géologique par T. Baudin, A. Autran, G. Guitard, B. Laumonier (2009).

© Brgm, 2023. 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 : 978-2-7159-2100-9

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	<b>7</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE — PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>10</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS — CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>12</b>
Travaux antérieurs à l'achèvement de la carte (2005)	12
Travaux postérieurs à l'achèvement de la carte (2005)	15
Cartographie	16
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>17</b>
<i>FORMATIONS DE L'ÉDIACARIEN AU SILURIEN</i>	<b>18</b>
Formations sédimentaires et volcano-sédimentaires métamorphiques azoïques (Édiacarien à Cambrien)	18
Géochimie de la série préhercynienne	27
Formation sédimentaire fossilifère du Cambrien inférieur (Espagne) : boutonnière de Terrades – Unité de la Salut	30
Roches plutoniques (orthogneiss) de l'Ordovicien inférieur-moyen datées par U/Pb sur zircons à ~ 474 Ma	30
Géochimie des métagranites ordoviciens	32
Âge des terrains préhercyniens	35
Série du Mont Roig (Espagne) : Ordovicien supérieur et Silurien probables	37
<i>ROCHES MAGMATIQUES HERCYNIENNES</i>	<b>38</b>
Unités basales de tonalite-granodiorite C.A. potassique des plutons de Batère et de Saint-Laurent-de-Cerdans - La Jonquera	40
Lignée peralumineuse intrusive dans l'unité basale de Saint-Laurent-de-Cerdans et l'unité sommitale de Batère	43
Unités des granites rouges de Saint-Laurent-de-Cerdans	43
Magmatisme tardi-hercynien	45
Âge du plutonisme hercynien	46
Géochimie du plutonisme hercynien	48
<i>CYCLE ALPIN</i>	<b>55</b>
Formations mésozoïques	55
Formations paléogènes (Maastrichtien <i>p.p.</i> à Éocène)	60
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	<b>68</b>
Formations fluviatiles (Fx, Fy, Fz, Fyz)	68
Formations de versants (C, SM, E)	70
Dépôts artificiels	74
<b>ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES</b>	<b>74</b>
<i>ÉVOLUTIONS PRÉHERCYNIENNE ET SARDE (ÉDIACARIEN-ORDOVICIEN)</i>	<b>76</b>

Sédimentation et volcanisme préhercyniens (Édiacarien à Ordovicien inférieur)	76
Les événements tectono-magmatiques sardes (Ordovicien)	77
<i>ÉVOLUTION HERCYNIIENNE</i>	78
Les structures hercyniennes précoces (D1)	79
La transition D1-D2 (D1')	83
Les structures hercyniennes tardives (D2)	84
Les métamorphismes, relations avec la tectonique hercynienne	86
Le plutonisme, relations avec la tectonique et le métamorphisme de HT-BP	91
Les structures mylonitiques décro-chevauchantes dextres (D3)	94
Les « failles normales sur quartz » finihercyniennes	96
<i>ÉVOLUTION ALPINE (MÉSOZOÏQUE-PALÉOGÈNE)</i>	98
L'étape pré-orogénique (Trias - Crétacé supérieur <i>p.p.</i> )	98
L'étape orogénique précoce (Santonien supérieur - Garumnien)	98
L'étape orogénique majeure (Éocène)	99
<i>ÉVOLUTION FINI-ALPINE (OLIGOCÈNE-QUATERNAIRE)</i>	119
La tectonique verticale néogène et la formation du relief	119
L'évolution quaternaire, l'incision des vallées et les marques des périodes froides	124
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	125
<i>CYCLES PRÉHERCYNIIENS, CADOMIEN ET SARDE</i>	125
Un bassin marginal cadomien (Édiacarien moyen-supérieur, ~ 600-540 Ma)	125
Une plate-forme nord-gondwanienne (Cambrien <i>s.l.</i> , ~ 540-480 Ma)	126
Le cycle sarde (Ordovicien, ~ 480-445 Ma)	127
Conclusion	128
<i>CYCLE HERCYNIIEN</i>	128
Introduction	128
L'étape pré-orogénique (Ordovicien supérieur à Mississipien, ~ 460-320 Ma)	130
L'étape orogénique majeure (Pennsylvanien, ~ 320-298 Ma)	131
Le stade fini-orogénique (Stéphano-Autunien et Permien inférieur, ~ 305-285 Ma)	133
<i>CYCLE ALPIN</i>	134
Les Pyrénées et la tectonique des plaques	134
L'étape pré-orogénique (Permien supérieur - Santonien inférieur, ~ 260-84 Ma)	137
L'étape orogénique précoce (Santonien - Paléogène, ~ 84-56 Ma)	138
L'étape orogénique majeure (Éocène à Oligocène <i>p.p.</i> , ~ 84-30 Ma)	138
L'étape fini-orogénique (Oligocène <i>p.p.</i> à Quaternaire, ~ 30-0 Ma)	139
<b>RESSOURCES MINÉRALES</b>	142
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	142

<b>Substances utiles</b>	142
<b>Carrières</b>	144
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	144
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	145
<i>CLIMAT, VÉGÉTATION, ÉROSION ACTUELLE</i>	145
<b>Un carrefour climatique</b>	145
<b>L'étagement de la végétation</b>	146
<b>Une érosion périodiquement très active</b>	147
<i>RISQUES NATURELS</i>	148
<b>Sismicité historique et risque sismique</b>	148
<b>Autres aléas</b>	150
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	151
<b>Eaux souterraines</b>	151
<b>Eaux thermominérales</b>	155
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	157
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	157
<i>PATRIMOINE GÉOLOGIQUE</i>	160
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	161
<b>AUTEURS</b>	190

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Arles-sur-Tech.	8
Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises et espagnoles.	8
Fig. 3 - Cadre structural alpin de la feuille Arles-sur-Tech.	11
Fig. 4 - Schéma structural herynien à 1/200 000 de la feuille Arles-sur-Tech	<b>hors-texte</b>
Fig. 5 - Schéma structural alpin à 1/200 000 de la feuille Arles-sur-Tech	<b>hors-texte</b>
Fig. 6 - Découpage lithostratigraphique de la série préhercynienne du centre-Est des Pyrénées.	19
Fig. 7 - Géochimie des amphibolites du Groupe de Canaveilles.	29
Fig. 8 - Géochimie des métagranites ordoviciens.	34
Fig. 9 - Géochimie des granitoides hercyniens.	49
Fig. 10 - Géochimie des roches mafiques et ultramafiques hercyniennes.	54
Fig. 11 - Cadre litho- et chronostratigraphique de l'Éocène sud-pyrénéen oriental.	65
Fig. 12 - Chronologie des déformations hercyniennes, des métamorphismes et du plutonisme est-pyrénéens.	79
Fig. 13 - Deux interprétations possibles des Micaschistes de Montalba-d'Amélie.	81

Fig. 14 - Chemin pression-température-temps-déformation reconstitué du polymétamorphisme hercynien.	<b>91</b>
Fig. 15 - Les failles normales sur quartz finihercyniennes.	<b>97</b>
Fig. 16 - Deux modèles de découpage structural des Pyrénées alpines sud-orientales.	<b>102</b>
Fig. 17 - Coupe structurale schématique des Pyrénées alpines orientales.	<b>103</b>
Fig. 18 - Rampe oblique alpine versus faille normale néogène du Tech.	<b>106</b>
Fig. 19 - Le synclinal d'Amélie-les-Bains (feuilles Céret et Arles-sur-Tech).	<b>108</b>
Fig. 20 - Les flexures bordières sur la moitié occidentale de la feuille Arles-sur-Tech.	<b>114</b>
Fig. 21 - Les Pyrénées dans la chaîne hercynienne ouest-européenne vers 300 Ma.	<b>130</b>
Fig. 22 - Esquisse géomorphologique de la feuille Arles-sur-Tech	<b>hors-texte</b>
Fig. 23 - L'escarpement de faille polygénique du Roc de France et ses facettes	<b>hors-texte</b>

## **LISTE DES TABLEAUX**

Tableau 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Arles-sur-Tech, d'après la BSS.	<b>158</b>
Tableau 2 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Arles-sur-Tech, d'après la BSS.	<b>159</b>

## AVERTISSEMENT

Les notices des cinq feuilles Argelès-sur-Mer – Cerbère, Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo et Mont-Louis sont complémentaires et ont été écrites conjointement. Certains aspects sont communs à toutes les notices, tandis que d'autres ont été davantage développés dans l'une ou l'autre d'entre elles, ainsi que dans celle de la feuille Prades plus ancienne. Pour certains développements spécifiques, le lecteur sera donc invité à se reporter à l'une ou l'autre de ces notices, qui sont consultables et téléchargeables gratuitement sur le site InfoTerre du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/cartes-geologiques>) ou directement grâce à une adresse de type : <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/1095N.pdf>.

## INTRODUCTION

**Remarques sur la toponymie.** Selon les régions et les époques, les noms de lieux des confins franco-espagnols peuvent être écrits en français, castillan ou catalan. La tendance actuelle est à la catalanisation de tous les toponymes dans l'ensemble de la Catalogne, l'usage du français et du castillan étant en net recul, mais à l'exception, du côté français (en *Catalunya del Nord*, c'est-à-dire la Catalogne française), du nom officiel des communes (par exemple, Saint-Laurent-de-Cerdans et non *Sant Llorenç de Cerdans*) ou de certains lieux très connus (par exemple, Canigou et non *Canigó*) ; voir le site de l'IGN, [geoportail.gouv.fr/carte](http://geoportail.gouv.fr/carte). On ne suivra donc pas les auteurs catalans qui tiennent, par exemple, à renommer Amélie-les-Bains *Els Banys d'Arles* ; par contre, cela aurait du sens de remplacer Roc de France par *Roc de Frausa* (ou mieux encore *Roc de Fraussa*), bien que ce sommet soit situé sur la crête frontière... Toutefois, dans cette notice, il n'est pas possible de ne pas suivre la graphie du fond topographique utilisé pour la carte Arles-sur-Tech, graphie non (France) ou incomplètement (Espagne) catalanisée (par ex. : Massanet de Cabrenys au lieu de *Maçanet de Cabrenys*, Sant Lorenzo de la Muga au lieu de *Sant Llorenç de la Muga*, La Bajol au lieu de *La Vajol*, etc.) ; des équivalences français-castillan-catalan seront indiquées si nécessaire.

## SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Une petite moitié (environ 45 %) du territoire couvert par la carte Arles-sur-Tech (29,5 x 20 km, soit 590 km<sup>2</sup>), au Nord-Ouest, est située en France, le reste se trouvant en Espagne (**Fig. 1**). La partie française est incluse dans le département des Pyrénées-Orientales (66) ; elle correspond au moyen Vallespir. La partie catalane appartient à la province de Gérone (*Girona*), plus précisément à la *comarca* (comarque) de l'*Alt Empordà* (Haut Ampurdan) et, dans le quart Sud-Ouest de la carte, aux *comarcas* de la *Garrotxa* et du *Ripollès* ; la Haute Garrotxa (*Alta Garrotxa*) est une région à cheval sur l'Alt Empordà, la Garrotxa et le Ripollès.

La feuille d'Arles-sur-Tech est bordée par les coupures à 1/50 000 de Prats-de-Mollo, Prades, Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère pour la partie française, et correspond en partie aux feuilles espagnoles à 1/50 000 de Maçanet-de-Cabrenys, Olot, La Jonquera et Figueres (Fig. 2). Le fond topographique utilisé est celui de la carte IGN (feuille 1547) à 1/50 000 de 1965, révisé en 1984.

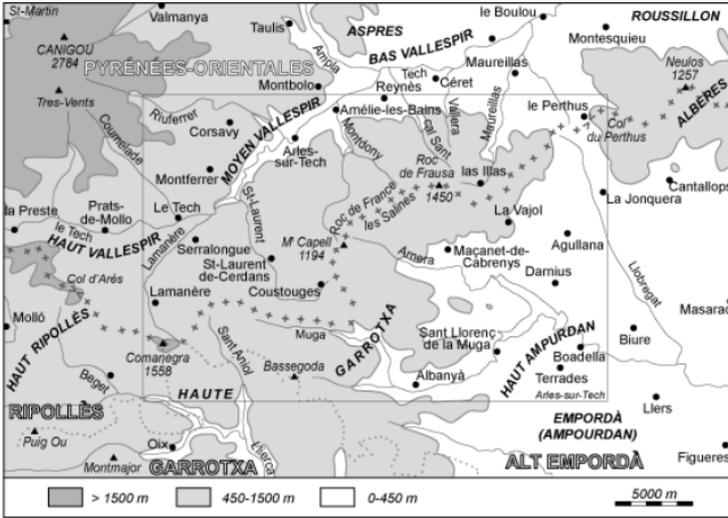


Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Arles-sur-Tech. La frontière franco-espagnole est marquée par des croix.

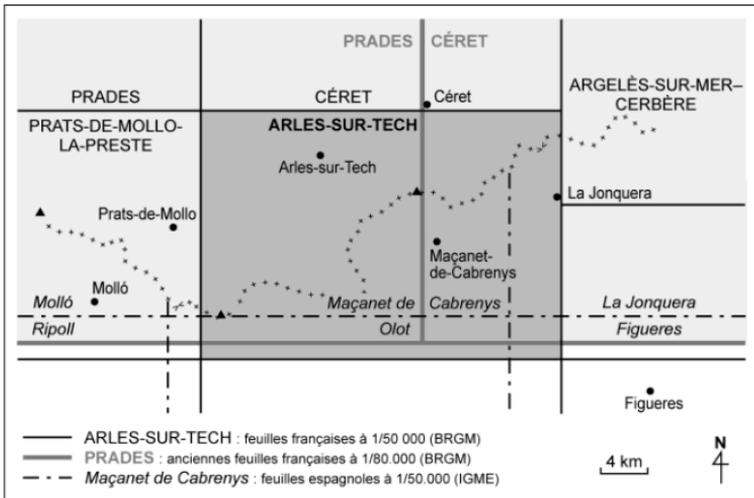


Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises et espagnoles. On a indiqué les cartes à 1/50 000 françaises (BRGM) et espagnoles (IGME), ainsi que (en gris clair) les anciennes cartes françaises à 1/80 000 Prades et Céret, la 2<sup>e</sup> édition de cette dernière n'ayant pas paru ; la carte Arles-sur-Tech est en gris moyen.

La région est montagneuse, les altitudes allant de 200 m dans le coin Nord-Est et 100 m dans le coin Sud-Est, jusqu'à 1 554 m au Sud-Ouest (Puig de Comanegra) et 1 635 m au Nord-Ouest (la Souque). Elle est coupée par un axe orographique majeur qui correspond en général à la frontière et qui sépare les bassins versants de deux petits fleuves côtiers, le Tech au Nord-Ouest (France) et la Muga au Sud-Ouest (Espagne). La zone frontière correspond, dans sa partie médiane, au massif du Roc de France (*Roc de Frausa*), appelé par les Catalans massif des Salines (*Massís de les Salines*).

Le versant français correspond au moyen Vallespir, c'est-à-dire la moyenne vallée du Tech qui coule du SW vers le NE, entre 600 et 200 m. Le Tech sépare, au Nord-Ouest la retombée sud-orientale du massif du Canigou, et au Sud-Est le massif du Roc de France (*Serra de les Salines*) et le bassin de Saint-Laurent-de-Cerdans. Le Tech et surtout ses affluents de rive gauche (Coumelade, Riuferrier) et de rive droite (Lamanère, Saint-Laurent, Montdony, cal Sant, Vallera, Maureillas) sont fortement encaissés, déterminant un paysage de crêtes aiguës et de vallées étroites et profondes, sauf dans les alévoles granitiques de Saint-Laurent-de-Cerdans et localement de Corsavy, plus ouverts.

La crête frontière, à environ 8 km du Tech, court du SW (Puig de Comanegra, 1 554 m) au NE (Col du Perthus, 283 m), en passant par Coustouges (810 m), le Mont Capell (1 194 m), le Roc de Frausa (1 450 m) et le Pic des Salines (1 333 m). Au-delà du Col du Perthus commence le massif des Albères (*Albera*).

Le versant espagnol est formé de deux ensembles très différents. Dans la partie centro-orientale de la carte, il s'agit d'un vaste plan incliné vers le SE dont les alvéoles granitiques de Maçanet de Cabrenys et de La Jonquera, entre la crête frontière (800-1 400 m) et Boadella (moins de 100 m) ; ce secteur, drainé par la Muga, son affluent l'Arnera et le haut Llobregat d'Empordà, passe progressivement au-delà de Figueres au bassin côtier de l'Empordà. La partie sud-occidentale de la carte appartient à la Haute Garrotxa (*espai natural protegit de l'Alta Garrotxa*), remarquable par ses chaînons E-W : Comanegra, 1 554 m, et Bassegoda, 1 376 m (recoupés par le Sant Aniol, un affluent du Llierca, et donc du Fluvià) ; Castell de Bac Grillera, 1 060 m.

Sauf dans le quart Sud-Est, plus franchement méditerranéen, le climat est subméditerranéen montagnard humide, sous l'influence des entrées d'air instable, chaud et humide venant du SE. C'est la *Catalogne humide* qui diffère des régions avoisinantes par une pluviométrie assez forte (800 mm en Vallespir), surtout en été, et par l'absence d'une véritable saison sèche ; c'est aussi le pays des aiguats, grands abats d'eau automnaux (1 700 mm en 2,5 jours dont 1 000 mm en 24 heures en octobre 1940 sur le Vallespir). On explique ainsi le fort développement du couvert végétal, notamment de la forêt : châtaignier, chêne pubescent, hêtre et rare sapin sur le versant français, qui a été largement

reboisé après l'aiguat de 1940 ; chêne vert, chêne sessile et chêne pubescent sur le versant espagnol.

## CADRE GÉOLOGIQUE — PRÉSENTATION DE LA CARTE

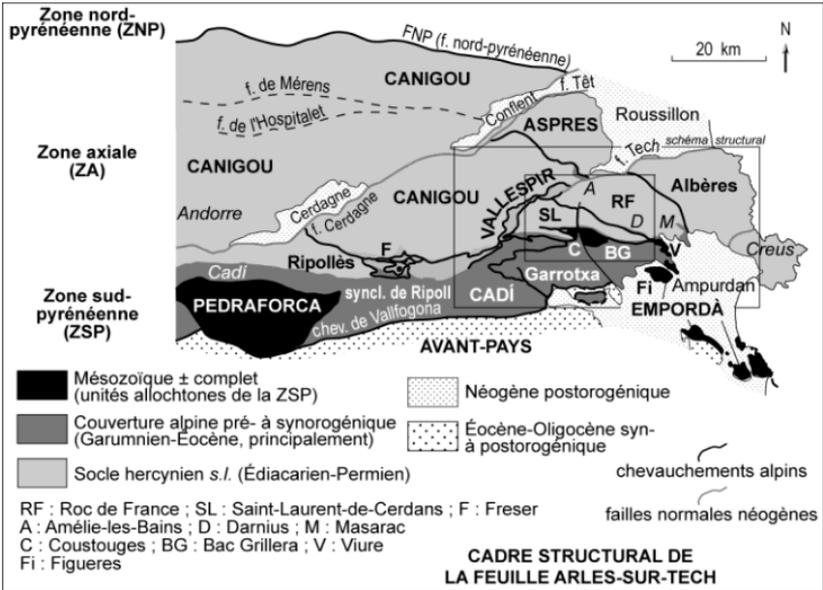
Les Pyrénées forment une chaîne étroite de 400 km de longueur résultant de la collision, à la fin du Crétacé et au Paléogène, entre la plaque européenne et la plaque ibérique. Elle présente une structure asymétrique à double vergence, bordée par les bassins flexuraux d'avant-pays d'Aquitaine au Nord et de l'Ebre au Sud. Cette chaîne alpine est classiquement subdivisée en quatre zones parallèles à son allongement.

Du côté Nord, les *Pyrénées européennes* sont constituées par, du N au S : (i) l'étroite *Zone Sous-Pyrénéenne*, bordure Sud déformée du bassin d'Aquitaine ; (ii) la *Zone Nord-Pyrénéenne* (ZNP), qui chevauche vers le Nord (Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen) la précédente et inclut, à sa bordure Sud et jusqu'à la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP), la Zone Interne Métamorphique (ZIM), véritable suture orogénique de la chaîne.

Du côté Sud, c'est-à-dire au Sud de la FNP, les *Pyrénées ibériques* (**Fig. 3**) sont constituées par : (i) la *Zone axiale* (ZA), composée presque exclusivement de terrains anté-alpins et formant les plus hauts reliefs (d'où son autre nom de Haute Chaîne primaire) ; (ii) la *Zone Sud-Pyrénéenne* (ZSP), formée pour l'essentiel de terrains post-hercyniens mésozoïques et paléogènes, et chevauchant vers le S (Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen) le bassin de l'Ebre.

Relativement à cette organisation structurale, la feuille Arles-sur-Tech appartient aux Pyrénées ibériques. Plus précisément, 70 % de la carte au Nord et au centre, appartiennent à la ZA, et 30 % au Sud appartiennent à la ZSP.

À cette structuration alpine *sensu stricto* se superpose une structuration extensive fini-alpine, néogène, marquée dans l'Est de la chaîne par de grandes failles normales dont celle du Tech, visible sur la carte Arles-sur-Tech, ainsi que par les bassins intramontagneux associés (Roussillon, Empordà, etc.), absents de la feuille Arles-sur-Tech.



**Fig. 3 - Cadre structural alpin de la feuille Arles-sur-Tech.** La structure relativement simple et cylindrique des Pyrénées centrales devient beaucoup plus complexe dans les Pyrénées sud-orientales, comme le montre le tracé des nombreux chevauchements alpins ; la carte Arles-sur-Tech correspond à la partie la plus compliquée de ce dispositif, ce qui fait toute la difficulté, mais aussi l'intérêt, de la feuille.

Le socle hercynien de la ZA est formé, pour l'essentiel, d'une série pélitico-carbonatée et volcano-sédimentaire d'âge édiacarien à cambrien (Groupes de Canaveilles et de Jujols) recoupée par des granitoïdes laccolithiques d'âge ordovicien inférieur (aujourd'hui, les orthogneiss du Roc de France et du Canigou), voire édiacariens (orthogneiss du Mas Blanc), le tout ayant été déformé, métamorphisé et recoupé par de nouveaux granitoïdes (plutons de Batère et surtout de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera) au Carbonifère supérieur pendant l'orogénèse hercynienne (varisque) ; la série hercynienne (Ordovicien supérieur à Carbonifère inférieur) est quasi absente de la feuille Arles-sur-Tech. Par ailleurs, un lambeau de la couverture alpine de ce socle est conservée dans le petit bassin ou synclinal d'Amélie-les-Bains, au Nord-Est de la carte. La principale structure cartographique hercynienne est le brachyanticlinal du Roc de France, au cœur duquel affleurent les terrains les plus anciens/métamorphiques, sous le laccolithe de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera.

D'importants chevauchements alpins à pendage NW, N ou NE et vergence S affectent le socle de la ZA qui est ainsi découpé en six unités tectoniques majeures qui sont, du N vers le S et du haut vers le bas, les unités des Aspès, du Canigou, du Vallespir, des Albères, du Roc de France et de Saint-Laurent-de-Cerdans. Au nord de la feuille, ce dispositif est recoupé par la faille normale néogène du Tech.

La couverture alpine de la ZSP est principalement représentée par une série fini-crétacée à éocène (parfois précédée de Trias) qui repose, généralement, sur le socle de la ZA par une discordance majeure fortement pentée vers le S, ce monoclinale définissant la limite entre les deux zones. Mais dans les Pyrénées sud-orientales, et plus spécialement sur la feuille Arles-sur-Tech, cette série est décollée au niveau du Paléocène, formant ainsi dans la ZSP la nappe du Cadf ; cette nappe est affectée de culminations anticlinales (Sant Aniol, Ormoier, la Salut) au cœur desquelles affleure le socle hercynien. Une unité allochtone plus élevée est représentée par les deux klipptes de terrains mésozoïques de Coustouges (France) et du Bac Grillera (Espagne) qui reposent sur l'Éocène de la nappe du Cadf ; cette nappe est d'origine septentrionale.

*La structure alpine de la feuille Arles-sur-Tech, surtout dans la ZA et pour ses relations avec la ZSP, reste controversée, comme cela sera discuté en détail plus loin (voir la **Fig. 11**). Le modèle structural adopté pour la présente notice (**Fig. 5 ht 2**) est celui développé par B. Laumonier pour la feuille Prats-de-Mollo (Laumonier et al., 2015) et plus généralement pour l'ensemble des Pyrénées sud-orientales (Laumonier, 2015) ; il diffère notablement du modèle de T. Baudin, auteur principal de la carte (Baudin et al., 2009[2005]) et matérialisé par le schéma structural et la coupe figurés sur la carte elle-même.*

La feuille Arles-sur-Tech a ceci de remarquable que, en ce qui concerne le socle, les effets des tectoniques hercynienne et alpine, voire fini-alpine, s'y superposent de manière particulièrement complexe. Aussi, l'interprétation lithostratigraphique et structurale de la feuille est-elle difficile et doit-elle souvent faire appel, notamment, à celle de la feuille voisine de Prats-de-Mollo, plus lisible notamment parce que les granitoïdes hercyniens y sont beaucoup moins développés.

## **TRAVAUX ANTÉRIEURS — CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE**

### **Travaux antérieurs à l'achèvement de la carte (2005)**

#### ***Jusqu'à 1970***

La *Carte géologique des Pyrénées* à 1/800 000 d'E. de Margerie et F. Schrader (1891) est sommaire (par ex. : gneiss et granites ne sont pas distingués). Puis viennent les premières cartes modernes, toutes à l'échelle de 1/320 000 : *Carte géologique des Pyrénées* de J. Roussel (1893-1894) ; *Carte géologique des massifs du Canigou et de l'Albère*, également de J. Roussel (1896-1897) ; *Carte géologique provisoire de la partie orientale des Pyrénées* de L. Bertrand (1906-1907), établie d'après les levés d'O. Mengel. Ces travaux débouchent sur la première édition des feuilles *Céret* (Depéret, Loutrel et

Mengel, 1911) et *Prades* (Bertrand et Mengel, 1925) de la *Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000*, et sur la *Carte géologique des Pyrénées catalanes à 1/400 000* de M. Dalloni (1930). Sur ces cartes, les grands ensembles lithologiques – avec des contours parfois fantaisistes – apparaissent clairement (gneiss, granites, schistes dans le socle, Crétacé-Paléogène pour la couverture alpine), mais les attributions stratigraphiques varient grandement (cf. *infra*). Citons aussi O. Mengel (1920) sur la tectonique du synclinal d'Amélie-les-Bains. Pour le versant espagnol, il faut mentionner les travaux de M. Chevalier (1933) et H. Ashauer (1934).

Après une longue interruption, les recherches reprennent après la Seconde Guerre mondiale. Les premiers travaux sont consacrés aux massifs hercyniens de la ZA orientale (terrains métamorphiques des massifs du Canigou, du Vallespir, du Roc de France et des Albères ; plutons de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera et de Batère ; zones mylonitiques) ; ils sont dus à des auteurs français (Cavet, 1957 ; Fontboté et Guitard, 1958 ; Guitard, 1958, 1970 [1965] ; Autran et Guitard, 1969 ; Autran *et al.*, 1970). Il faut signaler l'intéressante feuille *Toulouse* de la *Carte géologique de la France à 1/320 000* (Casteras, 1952 [1962]), d'allure déjà moderne et qui utilise des contours inédits de P. Cavet (Paléozoïque) et J.M. Fontboté (versant espagnol), puis la *Carte géologique de la zone axiale des Pyrénées orientales entre l'Andorre et le Roussillon à 1/150 000* (Cavet, 1957) ; cette dernière accompagne la thèse de l'auteur (Cavet, 1957 [1959]), qui fonde la vision moderne du Paléozoïque est-pyrénéen. En ce qui concerne la série volcano-sédimentaire préhercynienne, P. Cavet (1957) en a donné les grandes lignes, avec notamment la distinction devenue classique entre une *série de Canaveilles* à la base et une *série de Jujols* au sommet ; les calcaires profonds sont tous attribués au Paléozoïque inférieur, l'hypothèse d'un âge dévonien (Bertrand et Mengel, 1925) étant définitivement abandonné.

Les décennies 1950 et 1960 sont marquées par les travaux de Gérard Guitard et d'Albert Autran, principalement. Les premiers résultats sont présentés à l'occasion de la *Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées orientales, du 4 au 11 septembre 1958*, certains concernant le socle hercynien (Guitard, 1958 ; Cavet, 1958 ; Fontboté et Guitard, 1958), d'autres le Méso-Cénozoïque d'Amélie-les-Bains et Coustouges (Guitard et Ricour, 1958 ; Casteras et Auriol, 1958 ; voir aussi Destombes, 1950, et Romero, 1967), ou encore les deux (Fontboté et García-Rodrigo, 1958 ; Fontboté et Virgili, 1958). Un tournant essentiel – trop peu connu – est la publication de la très remarquable *Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes à 1/200 000* (Autran, Guitard et Raguin, 1963), à l'occasion de l'excursion des 16-24 septembre 1963 du congrès AZOPRO<sup>1</sup>. Sur cette carte vieille de 60 ans sont bien visibles les aspects majeurs du

---

<sup>1</sup> Association internationale pour l'étude géologique des **Z**ones **P**rofondes de l'écorce terrestre

tectono-métamorphisme et du plutonisme des massifs du Canigou, du Roc de France et des Albères, entre autres ; il apparaît clairement que la structure du massif du Roc de France est analogue à celle du massif du Canigou. Le travail se poursuit dans le massif du Canigou (thèse G. Guitard, 1965, publiée en 1970 avec une belle carte à 1/50 000) et le massif du Roc de France (Autran et Guitard, 1969, avec une carte à 1/50 000) ; dans les deux massifs, une spectaculaire structure en plis couchés « penniques » est proposée. La seconde édition de feuille *Prades* à 1/80 000 (Guitard *et al.*, 1968), dont la notice est nettement postérieure (Autran *et al.*, 1977), synthétise tous ces résultats ; le Vallespir et une moitié du massif du Roc de France y sont notamment représentés (le reste du massif du Roc de France devait apparaître sur la seconde édition de feuille *Céret* à 1/80 000, mais cette carte, bien que préparée, est restée à l'état de maquette, le programme de la carte à 1/80 000 ayant entre temps été arrêté). Enfin, une très intéressante synthèse du plutonisme et de ses liens avec le métamorphisme est publiée à la fin de la période (Autran *et al.*, 1970, avec une carte de synthèse à 1/400 000).

### **De 1970 à 1994**

Du côté français, les travaux vont se raréfier. Il convient cependant de citer, en ce qui concerne la ZA, une publication sur la série préhercynienne (Laumonier, 1988), trois publications sur le massif du Roc de France (sur la tectonique hercynienne, Geyssant *et al.*, 1978 ; Lagarde, 1978, thèse ; sur le plutonisme, Cocherie, 1984, thèse ; sur la métallogénie, Grisey, 1984, thèse), une publication sur les gisements de fer de Batère (Chevalier, 1975), deux sur la tectonique alpine (Laumonier et Baetens, 1986 ; Laumonier, 1987), plusieurs sur les mylonites hercyniennes et/ou alpines (Soliva *et al.*, 1991, 1993 ; Soliva, 1992) et une sur l'exhumation du socle (Maurel, 2003). Il faut également citer une thèse sur le Secondaire-Tertiaire d'Amélie-les-Bains et Coustouges (Papa, 1984) ; voir aussi Bilotte *et al.* (1979), Bilotte (1985) et Fréchengues *et al.* (1992).

Inversement, les travaux espagnols et surtout catalans se développent progressivement pendant les années 70 et 80, à commencer par celui d'A. Estévez (1968a,b, 1972, 1973) sur le Sud de la ZA et la ZSP ; la remarquable thèse de cet auteur (1973) renferme un historique quasi exhaustif et une belle carte géologique de la région (feuilles Maçanet de Cabrenys et Olot). Le Cambrien fossilifère de Terrades est décrit dans Abad (1989) et Perejón *et al.* (1994). Le socle profond (métamorphisme, plutonisme) est traité par M. Liesa dans sa thèse (1988) ; voir aussi Liesa et Carreras (1989) et Liesa (1994), ainsi que Carreras *et al.* (1980) pour les mylonites. La ZSP et les relations entre la sédimentation, les structures alpines de la ZSP et les structures de la ZA, dans la région concernée par la présente feuille, ont souvent été abordées, dans la seconde moitié des années 80, en particulier dans Puigdefàbregas et Souquet (1986), Puigdefàbregas *et al.* (1986), Fontboté *et al.* (1986), Laumonier (1987), Clavell *et al.* (1988), Martínez *et al.* (1989), Pujadas *et al.* (1989),

Tassone *et al.* (1994). Le Mésozoïque du Bac Grillera est étudié dans Caus et Vicens (1984), Vachard *et al.* (1990), Rosell et Pallí (1991).

Un événement marquant est la publication en 1994 d'une dizaine de cartes espagnoles à 1/50 000 (*Mapa geológico de España, escala 1:50 000*) pour l'ensemble du versant Sud des Pyrénées catalanes, sur 120 km entre le Llobregat et la Méditerranée. La feuille française *Arles-sur-Tech*, pour sa partie située au Sud de la frontière, est surtout concernée par la feuille espagnole *Maçanet de Cabrenys* (Liesa *et al.*), secondairement par les feuilles *La Jonquera* (Cirés *et al.*), *Figueres* (Fleta *et al.*) et *Olot* (Martínez *et al.*).

### **De 1995 à 2005**

En 1996 paraît le *volume 1 (Introduction, géophysique, cycle hercynien)* de la *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (Barnolas et Chiron, 1996), publié par le BRGM (Orléans) et l'ITGE (Madrid). L'ouvrage renferme plusieurs chapitres concernant la feuille Arles-sur-Tech. Le magmatisme préhercynien et la question du socle précambrien sont abordés dans *Le substratum précambrien du Paléozoïque* (G. Guitard *et al.* 1996a,b). La série préhercynienne est développée dans le chapitre *Cambro-Ordovicien* (B. Laumonier, coord., 1996). Le chapitre *Magmatisme hercynien* (F. Debon *et al.*, coord., 1996) renferme aussi des données sur le magmatisme préhercynien (A. Autran), le volcanisme préhercynien (M. Navidad) ; voir aussi Navidad (1996, 1999). Le chapitre *Tectonique hercynienne* (Carreras et Debat, coords., 1996) reprend la vision classique d'un socle précambrien affecté de plis couchés hercyniens. Les planches cartographiques K, Mag H1, H3 et H5, Mét H1 et Tec H2 complètent ce travail monumental.

Quelques autres publications notables précédant la réalisation de la carte Arles-sur-Tech datent de cette période. La série préhercynienne, en particulier dans le Vallespir, est évoquée dans Laumonier (1998). Les premiers travaux géochronologiques modernes apparaissent : (i) un orthogneiss métagranitique du Roc de France est daté en U-Pb sur zircon de  $477 \pm 4$  Ma, soit l'Ordovicien inférieur, et des volcanites de la série de Canaveilles du moyen Vallespir (Granulés de la Sitge) sont datées de  $\sim 580$  Ma (Cocherie *et al.*, 2005), ce qui oblige à abandonner l'hypothèse classique (Guitard *et al.*, 1996a) d'un socle d'âge cadomien ; (ii) la granodiorite de La Jonquera est datée de  $303 \pm 5$  à  $295 \pm 7$  Ma (Maurel, 2003) ; *cf. infra*. Le magmatisme hercynien est abordé dans Navidad *et al.* (1996) et le magmatisme préhercynien dans Navidad *et al.* (1999). La ZSP fait l'objet de travaux stratigraphiques et tectono-sédimentaires importants ; citons Tosquella et Samsó (1996), Giménez-Montsant et Salas (1997), Martínez *et al.* (1997), Berástegui *et al.* (2002).

### **Travaux postérieurs à l'achèvement de la carte (2005)**

En ce qui concerne le socle hercynien, les travaux sont relativement nombreux. La géochronologie et la géochimie des terrains préhercyniens sont

traitées dans Castiñeiras *et al.* (2008), Liesa *et al.* (2008), Casas *et al.* (2011, 2015), Navidad *et al.* (2018) et Pujol-Solà *et al.* (2022). Pour la série préhercynienne, il faut également citer la thèse de M. Padel (2016) et les articles subséquents (Padel *et al.*, 2018a, 2018b, 2019), qui révisent la lithostratigraphie et la géochronologie de la série, et l'article de E. Wallet *et al.* (2022) sur le Cambrien inférieur de Terrades (ZSP).

Le métamorphisme et le plutonisme hercynien sont, quand à eux, sont abordés dans Aguilar (2013, thèse) et Aguilar *et al.* (2013, 2015, 2016), dans Liesa *et al.* (2016, 2021) et dans Olivier *et al.* (2016) ; voir aussi Fàbrega *et al.* (2019).

En ce qui concerne le cycle alpin, quelques travaux précisent l'Éocène sud-pyrénéen (Carrillo, 2012 ; Calvet *et al.*, 2021). La tectonique alpine est réinterprétée dans Laumonier *et al.* (2015d) pour la feuille Prats-de-Mollo et plus généralement dans Laumonier (2015) pour l'ensemble des Pyrénées centro-orientales. Le « bassin » d'Amélie-les-Bains est une fois de plus cartographié (Casas et Torrades, 2010) ; voir aussi Canerot *et al.* (2006) et Peybernès *et al.* (2014). Pour la tectonique de la transition entre la ZA et la ZSP, voir Carreras (2000a,b) et García-López *et al.* (2016). D'autres articles synthétiques publiés en 2020-2022 sont eux aussi pertinents pour la feuille Arles-sur-Tech (voir section *Géodynamique, Cyle alpin*).

Il faut également signaler que la cartographie espagnole à 1/50 000 a été synthétisée dans une série de belles cartes *comarcales* à 1/50 000 dont les cartes *Alt Empordà* (2006) et *Garrotxa* (2006).

## Cartographie

La cartographie du socle hercynien présentée sur la carte Arles-sur-Tech repose essentiellement sur les levés anciens de G. Guitard et A. Autran, levés qui avaient été antérieurement à la base de la feuille *Prades* à 1/80 000 (Guitard *et al.*, 1968) ; ils ont été complétés entre 1996 et 2004 par A. Autran et T. Baudin pour les domaines profonds (gneiss, micaschistes, granites) et par B. Laumonier pour les terrains épimétamorphiques (Vallespir) et la tectonique alpine du socle. La cartographie du versant Sud de la ZA et surtout celle de la ZSP ont largement été reprises de la feuille espagnole à 1/50 000 *Maçanet de Cabrenys* (Liesa *et al.*, 1994) et les feuilles voisines. Trois spécialistes de la ZSP, X. Berástegui, J. Cirés et A. Martínez, ont eu l'amabilité d'organiser au début des années 90 plusieurs excursions afin de présenter, sur le terrain, leurs travaux à leurs collègues français (A. Autran, T. Baudin, B. Laumonier) et ainsi permettre une bonne harmonisation entre les différents tracés ; qu'ils en soient ici remerciés. Les contours de la limite de la ZA et de la ZSP ont cependant été révisés par T. Baudin, qui a par ailleurs recartographié le Mésozoïque d'Amélie-les-Bains.

D'une manière générale, à l'exception des formations fluviales, les formations superficielles (Allée, 1984a, 1988 ; Calvet, 1996[1994]), localement bien développées (arènes sur le granite de Saint-Laurent-de-Cerdans, manteaux d'éboulis dans le massif du Roc de France, par ex.), n'ont pas été représentées, de manière à ne pas nuire à la lisibilité des structures du sous-sol. Concernant l'histoire récente, néogène, de cette région, la feuille d'Arles-sur-Tech a été traitée par M. Calvet.

*Près de deux décennies séparent l'achèvement de la carte Arles-sur-Tech (2005) de la rédaction de la présente notice (2023). La carte Arles-sur-Tech (2005) est la première des cartes est-pyrénéennes récentes ; elle est suivie de la carte Mont-Louis (2005) et sa notice (2017). Puis vient la carte Céret (2010) et sa notice (2015), et enfin les feuilles Argelès-sur-Mer – Cerbère (2012, 2015) et Prats-de-Mollo (2014, 2015). Plus encore que pour la notice Mont-Louis, il est difficile d'harmoniser une cartographie déjà ancienne avec une notice prenant en compte les travaux importants postérieurs à la finalisation de la carte. La présente notice ne se voulant pas une synthèse détaillée de ces travaux récents (cf. supra), on s'attachera surtout à montrer en quoi la feuille Arles-sur-Tech s'insère bien dans l'ensemble formé avec les cartes voisines, notamment celle de Prats-de-Mollo, grâce en particulier à trois cartes (**Figs. 4, 5 et 22**, placées en planches hors texte 1, 2 et 3) qui actualisent la carte Arles-sur-Tech.*

## DESCRIPTION DES TERRAINS

Du fait d'un niveau d'érosion plus profond que sur les feuilles voisines (Céret, Prades, Prats-de-Mollo), tant à la fin du cycle hercynien que pendant le cycle alpin, les formations sédimentaires hercyniennes dévono-carbonifères (tout comme les molasses fini-hercyniennes stéphano-permiennes) sont absentes de la feuille Arles-sur-Tech, tout comme de la feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère plus orientale. Seules sont présentes les formations volcano-sédimentaires édiacaro-cambriennes. Localement, sur le versant espagnol, l'Ordovicien supérieur et le Silurien affleurent ; il n'est cependant pas possible, comme sur la feuille Céret, d'identifier la *discordance sarde* qui sépare les terrains préhercyniens (Édiacarien et Cambrien *s.l.*) des terrains hercyniens (Ordovicien supérieur à Carbonifère). En revanche, les plutonites (orthogneiss métagranitiques de l'Édiacarien et surtout de l'Ordovicien ; granitoïdes du Carbonifère supérieur) sont très développées.

Les formations relevant du cycle alpin sont bien représentées, avec une première séquence du Trias-Lias et une seconde du Crétacé supérieur (Santonien) à l'Éocène (Lutétien) ; cette dernière séquence se complète jusqu'au Bartonien plus au Sud (feuille Olot). Par contre, les formations néogènes, si développées dans les bassins du Roussillon au Nord-Est (feuilles Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère) et de l'Empordà (Empurdan) au Sud-Est (feuilles Olot et Figueres) n'existent pas sur la feuille Arles-sur-Tech.

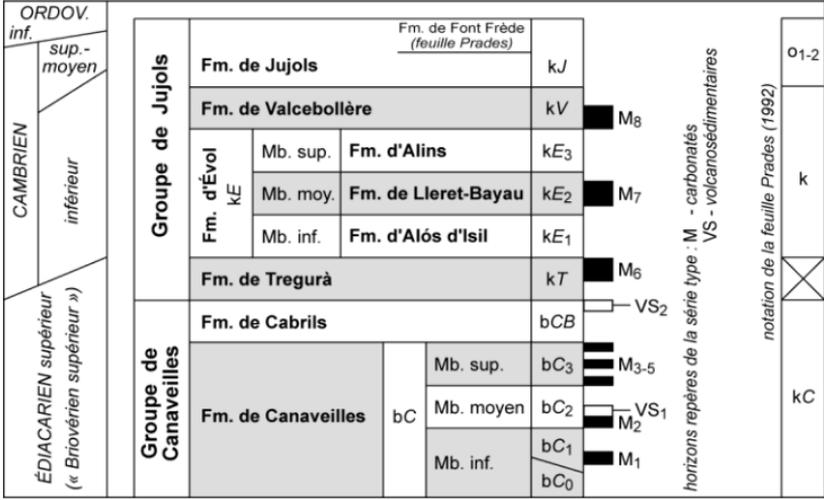
## FORMATIONS DE L'ÉDIACARIEN AU SILURIEN

### Formations sédimentaires et volcano-sédimentaires métamorphiques azoïques (Édiacarien à Cambrien)

#### *Introduction*

Dans son étude sur le *Paléozoïque inférieur* azoïque, c'est-à-dire les terrains antérieurs à l'Ordovicien supérieur fossilifère, P. Cavet (1957) a distingué, dans la ZA des Pyrénées orientales, la *série de Canaveilles* à la base, disposée au-dessus des gneiss profonds, et la *série de Jujols* au sommet. À la suite de ce travail fondateur, il a progressivement été possible de définir dans les Pyrénées centro-orientales une série lithostratigraphique type, la *série préhercynienne* (**Fig. 6**), divisée en deux groupes et sept à neuf formations (selon les régions), certaines formations pouvant être subdivisées en membres (Laumonier et Guitard, 1986 ; Laumonier, 1988, 1996, 1998, 2004 ; Laumonier *et al.*, 2004). Cette série type présente d'importantes variations latérales et verticales, chacun des termes étant plus ou moins développé ou différencié selon les régions ; les corrélations entre massifs sont difficiles (par ex. : pour les massifs du Canigou, du Roc de France et du Cap de Creus, voir Liesa *et al.*, 2008). C'est cependant sur cette base lithostratigraphique unique et la nomenclature associée que la cartographie des feuilles est-pyrénéennes françaises a été réalisée.

Dans sa thèse en 2016 et dans les articles subséquents (Padel *et al.*, 2018a, 2018b, 2019), M. Padel, a modifié sensiblement ce découpage. Si les deux groupes (Groupes de Canaveilles et de Jujols) gardent leur nom, certaines formations sont renommées (par ex. : la Formation de Serdinya remplace la Formation de Jujols) et/ou partiellement ou totalement redéfinies (par ex. : Formations de Valcebollère et Lleret-Bayau sont considérées comme latéralement équivalentes). Plus généralement, la possibilité même d'établir des corrélations intermassifs est mise en cause. Il n'est cependant pas possible de discuter ici ces réinterprétations, ni de les prendre en compte ; les travaux futurs diront ce qu'on peut en penser...



**Fig. 6 - Découpage lithostratigraphique de la série préhercynienne du centre-Est des Pyrénées.** Pour faciliter la lecture des cinq feuilles à 1/50 000 récentes (Argelès-sur-Mer – Cerbère, Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Molló, Mont-Louis) et dans le but de ne pas multiplier les noms locaux de formation, un canevas lithostratigraphique unique est utilisé pour toute la région, même si les corrélations entre les massifs ne sont ni faciles ni partout certaines. La méthodologie rigoureuse de la lithostratigraphie, qui consisterait à définir et à nommer des formations locales massif par massif, n'est donc pas entièrement respectée... *Canaveilles*, *Cabrils*, *Évol*, *Jujols*, *Font-Frède* : localités et lieux-dits du Conflent (feuille Prades). *Tregurà* : village du Ripollès (feuille Prats-de-Mollo). *Valcebollère* : village de Cerdagne (feuille Saillagouse). *Alòs d'Isil* (*Alos-de-Isil*), *Lleret*, *Alins* : localités du Pallars Sobirà ou haut Pallars (Pyrénées centrales espagnoles) ; *Bayau* (aujourd'hui, *Baiau*) est le nom d'un lac du haut Pallars.

La série de *Canaveilles* fut d'abord interprétée comme la couverture discordante d'un socle précambrien métamorphique et/ou granitique (granites cadomiens, ~ 580 Ma), dans les massifs des Albères, du Canigou et du Roc de France (Autran *et al.*, 1966 ; Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1996). Dans ces deux derniers massifs, des mégaplis couchés penniques hercyniens expliquaient la réapparition de la couverture (Micaschistes de Balat dans le Canigou, Micaschistes de Montalba-d'Amélie dans le Roc de France) sous les orthogneiss métagranitiques (Gneiss du Canigou et du Roc de France) dérivant du socle granitique (Autran et Guitard, 1969 ; Guitard, 1970 ; Geyssant *et al.*, 1978 ; notice Prades, 1998). L'attribution à l'Ordovicien inférieur (~ 475 Ma) des métagranites du Canigou et du Roc de France (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005) et la reconnaissance de leur caractère laccolithique et intrusif dans la Formation de Canaveilles (Barbey *et al.*, 2001) ont conduit au tournant des années 2000 à l'abandon du modèle socle-couverture et plis penniques (Laumonier *et al.*, 2004). Dans un nouveau modèle, les Micaschistes de Balatg et de Montalba-d'Amélie s'interprètent comme le terme le plus profond visible de la Formation de Canaveilles (bC0)

au plancher des métagranites, de même que les métagrauwackes (Gneiss de Laroque) du massif des Albères.

P. Cavet (1957) avait rapporté la *série de Canaveilles* au Cambrien et la *série de Jujols* à l'Ordovicien. La reconnaissance de l'importante discordance de l'Ordovicien supérieur ou *discordance sarde* (Carreras et Debat, 1996), des corrélations inter-régionales (Laumonier, 1988, 1996), la première datation radiométrique des métavolcanites du Groupe de Canaveilles (Cocherie *et al.*, 2005) et la découverte de fossiles du Cambrien inférieur dans le Groupe de Jujols (*cf. infra*), conduisent à attribuer *grosso modo* le Groupe de Canaveilles à l'Édiacarien « supérieur » (équivalent approximatif du Briovérien supérieur breton, d'où l'indice « b » utilisé pour sa notation sur les cartes est-pyrénéennes), et le Groupe de Jujols au Cambrien *s.l.* (d'où l'indice « k »). Ces terrains forment la *série préhercynienne*, la *série hercynienne* débutant à l'Ordovicien supérieur ; il convient donc de ne plus utiliser les termes de *Paléozoïque inférieur* ou de *Cambro-Ordovicien* pour désigner la série préhercynienne.

Sur la feuille Arles-sur-Tech, du fait notamment du compartimentage par les tectoniques hercynienne et alpine et du grand développement du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans - La Jonquera, la série préhercynienne apparaît très morcelée et d'analyse difficile. Certains termes sont absents ou très réduits, en particulier les Formations de Cabrils (bCB), de Lleret-Bayau (kE2) et d'Alins (kE1) ; d'autres ne sont pas toujours séparés, en particulier bC0 et bC1. Plus généralement, les corrélations entre les différentes unités alpines sont difficiles, en particulier dans le cas de la Formation de Canaveilles des massifs du Canigou et du Roc de France.

### ***Groupe de Canaveilles (Édiacarien – Briovérien p.p.)***

Il se réduit surtout à la **Formation de Canaveilles**, la Formation de Cabrils étant difficilement identifiable sur la feuille Arles-sur-Tech. La formation affleure largement sur la feuille Arles-sur-Tech dans des domaines disjoints :

- à Reynès, au N de la faille du Tech, à l'extrémité Sud de l'unité des Aspres, largement développée sur la feuille Céret ;
- au N du Perthus, dans l'angle Nord-Est de la feuille, entre le pluton de La Jonquera et le massif des Albères (feuilles Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère) ; *remarque : sur la carte Argelès-sur-Mer – Cerbère, plus récente (2015) que la carte Arles-sur-Tech (2009), cette zone est attribuée à la Formation de Cabrils... ;*
- dans le massif du Canigou, dans l'angle Nord-Ouest de la feuille, entre le toit des Gneiss du Canigou et le Trias d'Amélie-les-Bains, de part et d'autre du pluton de Batère ; les Micaschistes de Balatg s'observent très ponctuellement au NW de Léca, sous les gneiss ;

- dans le duplex de Montferrer, associé au chevauchement du Canigou ;
- dans le massif du Roc de France, au centre-Nord de la feuille, entre : (i) le toit des Gneiss du Roc de France d'une part, le chevauchement du Roc de France et le pluton de Saint-Laurent - La Jonquera d'autre part ; (ii) sous les gneiss (Micaschistes de Montalba-d'Amélie et du Mas Janer, sur et sous les Gneiss du Mas Blanc, respectivement) ;
- dans le secteur du Tech, à l'Ouest de la feuille, en bordure du pluton de Saint-Laurent ;
- dans les fenêtres alpines de la Haute Garrotxa, au Sud de la feuille (Sant Aniol, Ormoier).

## Lithologie

Des schistes et surtout des micaschistes correspondant à des métapélites, grauwackeuses ou non, plus ou moins métamorphiques, constituent le lithotype dominant de la Formation de Canaveilles. Ces *schistes de Canaveilles* sont généralement gris sombre et à patine gris-vert ou brun sombre, mais leur aspect varie beaucoup selon l'intensité du métamorphisme hercynien (schistes gris verdâtre dans le haut de la formation, micaschistes plus ou moins grossiers dans la méso-catazone, migmatites au tréfonds du massif), et du métamorphisme de contact des plutons hercyniens. Dans ce fond pélitique s'intercalent des niveaux lithologiquement très variés : marbres calcaires ou dolomitiques, gneiss à silicates calciques, quartzites à silicates calciques, grès et tufs plagioclasiques (*granulés*) et orthoamphibolites. Il s'y ajoute des schistes noirs, parfois carbonés et pyriteux (black shales : ampélites, schistes *carburés*) en passées métriques parfois associées aux marbres, ou plus souvent des schistes très sombres (*subcarburés*), pyriteux, à altérations rouges ou vert sombre caractéristiques, ainsi que de rares grès-quartzites fins (quartzophyllades), blancs.

**C. Marbres calcaires ou dolomitiques.** Marbres calcaires à grain fin, gris clair, parfois veinés de noir et de blanc, à patine gris bleu, souvent bien lités ; marbres dolomitiques à grain fin ou grossier (il s'agit dans ce dernier cas de dolomies secondaires), blancs ou beiges, souvent à patine ocre-roux à brun, généralement mal stratifiés. Les marbres forment des niveaux, d'épaisseur très variable, centimétrique à décimétrique, voire hectométrique, souvent très continus pour les plus épais, avec ou sans intercalaires de métapélites, de roches à silicates calciques ou de *carburés*. L'origine récifale (ou pararécifale) des marbres les plus épais est attestée par la présence de stromatolithes à Batère, au NW de Corsavy (feuille Céret).

ζsc. **Gneiss à silicates calciques.** Ces para-amphibolites (cornéennes rubanées) sont d'anciennes roches carbonatées impures, marnes, calcaires gréseux ou grès à ciment carbonaté, transformées en gneiss à silicates calciques (anorthite, trémolite, diopside, grenat) rubanés, blancs, jaunes, verts ou roses. Toujours minces (dm-m), ils sont isolés dans les métapélites ou plus

souvent associés aux marbres dont ils peuvent constituer des équivalents latéraux.

χ. **Quartzites à silicates calciques.** Ces roches ne diffèrent des gneiss à silicates calciques que par l'abondance du quartz ; elles forment des très minces bancs (cm-dm) noyés dans les métapélites.

τ. **Grès et tufs plagioclasiques.** Il s'agit de gneiss plagioclasiques dérivant d'anciennes roches volcaniques (rhyodacites) et volcanosédimentaires, plagioclasiques, plus ou moins remaniées : tufs à éléments volcaniques encore reconnaissables ; arkoses grossières ou fines (gneiss *granulés s.s.* et gneiss *microgranulés*, Guitard, 1970), bien triées, à granules d'albite de 1 à 5 mm (*granulés*) ou inframillimétriques (*microgranulés*) ; grauwackes *s.s.* (arénites plagioclasiques mal classées à matrice quartzo-pélitique plus ou moins carbonatée) passant à des pélites grauwackeuses banales. Dans les *granulés*, les grains d'albite, non déformés mais souvent cassés, flottent dans une matrice quarzofeldpathique ou pélitique toujours très schistosée, ce qui confère à ces roches un aspect de mylonites de granite. Les *granulés* forment des niveaux d'épaisseur métrique à hectométrique et d'extension hecto- à kilométrique. Ils sont peu développés (et non cartographiés) dans l'unité du Roc de France, davantage dans l'unité du Canigou, plus encore dans l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans.

οδ. **Orthoamphibolites.** Rares (Léca, par exemple), il s'agit de metabasaltes ou de métadolérites très sombres.

#### bC1. Membre inférieur : métapélites, métagrès et métagrauwackes.

• **Unité du Canigou.** Métapélites et métagrauwackes modérément métamorphiques (zone à cordiérite-andalousite) avec, près du toit des Gneiss du Canigou, un niveau de **marbres** (C) relativement mince, plurimétrique, correspondant au niveau repère M1 de la série type, moins développé ici qu'il l'est généralement (dam-hm) dans le massif du Canigou (feuilles Prades et Prats-de-Mollo). Un mince niveau de **grès et tufs plagioclasiques** (τ) a été figuré à son toit. On retrouve la base du Membre inférieur, avec ses marbres, dans l'écaille de Bonabosc, au N d'Arles-sur-Tech. Sous les Gneiss du Canigou, les Micaschistes de Balatg, tout au NW de la feuille, sont des métapélites renfermant, au contact des gneiss les **orthoamphibolites** (οδ) de Léca, qui sont de remarquables metabasaltes ou métadolérites vésiculaires (Guitard, 1970 ; Navidad et Carreras, 2002).

• **Massif du Roc de France.** Au-dessus des Gneiss du Roc de France, il s'agit de métapélites et métagrauwackes modérément métamorphiques (zone à cordiérite-andalousite), fortement recristallisées par le métamorphisme de contact du pluton de La Jonquera à l'Est. Les niveaux de **marbres** (C) sont fréquents et localement très épais : pluridécamétriques dans le secteur de La

Vajol, jusqu'à 150 m à la Serre de Montner, à l'Ouest de la faille du Puig del Torn. Quelques niveaux de **gneiss** et de **quartzites à silicates calciques** ( $\zeta_{sc}$ ,  $\gamma$ ) ont également été cartographiés. Les **grès et tufs plagioclasiques** ( $t$ ) sont très rares et minces (las Illas) et n'ont pas été figurés ; ils ont été datés de ~ 548 Ma (Castiñeiras *et al.*, 2008). La quasi absence de ces granulés est le principal argument qui a fait attribuer, par comparaison avec le Sud du massif du Canigou (voir notice Prats-de-Mollo) mais avec réserve, cette séquence à bC1 plutôt que bC2, et les marbres qu'elle renferme (typiquement, trois horizons pour une épaisseur totale de 100 à 250 m dans une séquence épaisse d'environ 500 m au-dessus des gneiss [Grisey, 1984]) à M1 plutôt qu'à M2 ; dans cette hypothèse, le niveau d'intrusion du laccolithe du Roc de France est le même que celui du laccolithe du Canigou (entre bC0 et bC1), ce qui n'est pas démontrable de manière indépendante. Sous les gneiss du Roc de France, les Micaschistes métapélitiques et grauwakeux de Montalba-d'Amélie, modérément (cordiérite-andalousite) métamorphiques, représentent possiblement la partie inférieure du Membre inférieur (bC0) de la Formation de Canaveilles, tandis que les métagrauwackes du Mas Janer, fortement (sillimanite) métamorphiques voire anatectiques, sont certainement assimilables à bC0 et équivalents aux Micaschistes de Balatg du massif du Canigou. Les niveaux de **marbres** (C) y sont moins nombreux et surtout plus minces qu'au-dessus des gneiss du Roc de France. Ils renferment de minces niveaux de **gneiss** et de **quartzites à silicates calciques** ( $\zeta_{sc}$ ,  $\gamma$ ) ainsi que des **orthoamphibolites** ( $\delta$ ), entre la Montagnole et le pla Rossignol et surtout au plancher des Gneiss du Mas Blanc ; ces derniers sont datés de ~ 560 Ma (Castiñeiras *et al.*, 2008), ce qui implique que ces métabasaltés – comme la séquence bC0 donc – sont bien édiacariens (*cf. infra*). Les Micaschistes de Montalba-d'Amélie sont par ailleurs intrudés par des métagranites édiacariens et ordoviciens, et par des granites et des diorites carbonifères, et ils sont souvent mylonitiques, ce qui en rend l'analyse très difficile.

• **Secteur du Tech.** On a rapporté à bC1 les métapélites apparaissant localement sous le niveau carbonaté M2, au Nord du Tech.

**bC2. Membre médian : métapélites.** L'ensemble est faiblement métamorphique (zone de la biotite, typiquement). La partie inférieure de ce terme est caractérisée, du bas vers le haut, par deux horizons remarquables.

**C. Marbre basal.** Cet horizon calcaro-dolomitique souvent double, généralement épais (dam-hm), avec parfois à sa base des faciès grésocarbonatés finement alternants ou quartzitiques, constitue le niveau repère M2 de la série type. Ces **marbres** forment les puissantes masses du Serrat des Bouchères (unité du Canigou), du Castell de Montferrer (duplex de Montferrer) et de la Tour de Cos (secteur du Tech). Quelques très minces passées d'orthoamphibolite sont intercalées dans les marbres du Castell (Puig de Villefort).

*t. Grès et tufs plagioclasiques.* Cet horizon très bien marqué (niveau VS1 de la série type) se place au-dessus de M2. Ces granulés sont plus particulièrement développés dans le secteur du Tech (unité de Saint-Laurent-de-Cerdans) : ce sont les *Granulés des Sitges*, épais de plus de 150 m, bien observables au bord de la D115, à 500 m à l'W du Tech, et qui sont de véritables tufs à lapillis grossiers (Guitard, 1970), datés de ~ 581 Ma (Cocherie *et al.*, 2005). En s'écartant de cette zone qui devait être proche du centre d'émission, les granulés sont davantage remaniés (tuffites), tandis que leur grain tend à s'amenuiser (microgranulés) et que les niveaux s'amincissent. Les granulés VS1 sont également bien développés dans le duplex de Montferrer ainsi que dans l'unité du Canigou, à l'W de Corsavy. On les retrouve dans la petite écaille de Gargamoux, au SE du Pas du Loup.

La partie inférieure du Membre médian est relativement facile à caractériser, par la reconnaissance du doublet M2-VS1, notés bC2a et bC2b sur la feuille voisine Prats-de-Mollo. La partie supérieure est formée de métapélites et de métagrauwackes banales, avec ou sans intercalations carbonatées ou volcano-sédimentaires.

**bC3. Membre supérieur : métapélites.** Ce terme n'est bien reconnaissable que dans l'écaille de Banat, au Nord de l'unité de St-Laurent. Il est constitué de pélites gris vert peu métamorphiques à intercalations de **marbres** (C) représentant les niveaux repères M3-5 de la série type, et de minces niveaux de **grès et tufs plagioclasiques** (*t*).

**bC2-3. Schistes indifférenciés entre les membres médian et supérieur.** Dans certaines zones, on a attribué avec réserve aux Membres moyen et supérieur de la Formation de Canaveilles, sans exclure que la partie inférieure de la Formation de Cabrils y soit représentée, des pélites plus ou moins grauwackeuses dépourvues de granulés mais renfermant des niveaux de **marbres** (C) subordonnés. C'est le cas :

- au N du Perthus, dans l'angle Nord-Est de la feuille, au toit du pluton de La Jonquera ;
- au Sud de l'unité des Aspres, les marbres de Reynès correspondant au niveau repère M2 (*noté bC2 par erreur sur la carte ; voir la feuille Céret*) ;
- dans l'unité du Canigou, entre le pluton de Batère et le Trias d'Amélie-les-Bains ; le *Calcaire de Can Prim*, associé à des schistes noirs, pourrait correspondre au niveau repère M3-5 (voir la feuille Céret, où la notation utilisée est bC3-bCB) ;
- dans la petite boutonnière située 750 m au S de Lamanère (notée bC2 sur la carte Arles-sur-Tech, bC3 sur la carte Prats-de-Mollo) ;
- dans les boutonnières de la Haute Garrotxa (Sant Aniol et Ormoier) ; dans le petit massif de Sant Aniol à été décrite une association de micaschistes, dolomies et rhyodacites (Ayora et Casas, 1985).

### **Groupe de Jujols (attribué au Cambrien : k)**

De manière générale, par rapport au Groupe de Canaveilles, le Groupe de Jujols, quasi azoïque, marque une rupture importante des conditions de sédimentation (le cas particulier de la Formation de Tregurà mis à part) : disparition de la composante volcanique plagioclasique, apparition de nouveaux lithotypes (*microconglomérats* – quartzarénites grossières – quartzwackes) et généralisation progressive des argilo-siltites rubanées verdâtres (*schistes de Jujols*).

Sur la feuille Arles-sur-Tech, le Groupe de Jujols forme la totalité de l'unité alpine du Vallespir ; il affleure également, de manière plus réduite, dans l'unité des Aspres, en limite de la feuille Céret, dans l'écaille du mas d'En Camp, à la Serre de la Garsa dans l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans, et dans la ZSP (Terrades, boutonnière de la Salut ; W d'Albanyà, l'Est de la boutonnière de Sant Aniol).

**kT. Formation de Tregurà : conglomérats intra-formationnels (pebbly mudstones), calcaires (marbre MVI de la série type) et grès plagioclasiques (p.p. tufs plagioclasiques).** De la Cerdagne au Vallespir (feuilles Mont-Louis, Saillagouse, Prats-de-Mollo), ponctuellement dans le massif des Albères (feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère) et dans le massif du Cap de Creus, le Groupe de Jujols débute par la Formation de Tregurà, olistostromique et carbonatée, possiblement discordante sur la Formation de Cabrils dans le massif du Cap de Creus. Sur la feuille Arles-sur-Tech, la Formation de Tregurà n'a été identifiée que dans l'écaille du Mas Figueres, dans le le duplex de Montferrer. On y trouve principalement, dans des conditions d'affleurement médiocres, des brèches intraformationnelles à éléments silteux centimétriques et matrice pélitique (pebbly mudstones), associés à des calcaires et des gneiss granulés (non distingués sur la carte). Par comparaison à la feuille Prats-de-Mollo (notice p. 27-28), les brèches correspondent à l'olistostrome inférieur (*brèches du Pic de la Clape*, kTB(2)) et les calcaires aux *Calcaires du Puig Sec* (kTC), c'est-à-dire à l'horizon repère M6 de la série type, tandis que les granulés représenteraient plutôt le sommet de la Formation de Cabrils (*Granulés de Fabert*, VS2). La Formation de Tregurà et les Granulés de Fabert, redéfinis sous le nom de Formation du Pic de la Clape, sont considérés comme la partie supérieure du Groupe de Canaveilles par M. Padel (2016), car les brèches seraient, en partie au moins, volcanoclastiques.

**kE1. Formation d'Alòs d'Isil : métapélites et grésopélites grises, quartzarénites. kE1q. Rares quartzarénites grossières.** Cette formation (ni la base ni le sommet ne sont visibles) affleure dans l'unité des Aspres, en limite Nord-Est de la feuille (voir feuille Céret), ainsi que dans l'écaille du mas d'En Camps, au SE du Pas du Loup. Elle est à dominante de pélites et de grésopélites grises et renferme des intercalations de quartzarénites plus

grossières à quartz limpides (*microconglomérats*), assez peu caractéristiques sur la feuille Arles-sur-Tech.

**kE2. Formation de Lleret-Bayau.** *Cette formation n'existe pas sur la feuille Arles-sur-Tech, le caisson correspondant placé dans la légende de la carte n'a donc pas lieu d'être.*

**kE3. Formation d'Alins : alternance déca- à hectométrique de métapélites rubanées verdâtres et de métapélites grises à sombres.** La formation d'Alins constitue la moitié orientale de l'unité du Vallespir (basse vallée du Riu Ferrer, Can Partère). Elle est constituée de pélites rubanées gris bleu ou verdâtres, souvent peu différentes de celles de la Formation de Jujols (*cf. infra*), alternant à une échelle décimétrique à hectométrique avec des pélites grises à sombres plus finement laminées. Elle est facilement observable, malgré le métamorphisme de contact qui l'affecte, le long de la route de Corsavy (D 43, W d'Arles-sur-Tech).

**kV. Formation de Valcebollère. kVC. Calcaires massifs (marbre MVIII de la série type) passant latéralement à kV. Pélites vert-amande à lentilles et nodules carbonatés.** Les calcaires de la Formation de Valcebollère (kVC, niveau M8 de la série type) forment, à l'W d'Arles-sur-Tech, la puissante (jusqu'à 100-200 m) masse du Puig de l'Escatiró dans laquelle sont entaillées les Gorges de la Fou et son prolongement, la lentille de Roque Maler ; on les retrouve aussi au Mas de la Guardià (las Guardias), en rive droite du Tech. Les pélites vertes (kV), très homogènes, présentent de manière caractéristique des taches orangées de 1-2 mm résultant probablement de l'oxydation de granules de calcite ferrifère. À sa bordure Ouest, la lentille de Roque Maler montre un passage latéral des calcaires massifs aux pélites vertes marqué par des faciès bréchiques (*pebbly mudstone*) interprétables comme un faciès d'écroulement au bord d'une plate-forme carbonatée, vraisemblablement récifale au vu de sa forme. En bordure Ouest de la carte Arles-sur-Tech, les calcaires blancs de la Formation de Valcebollère se retrouvent dans l'échelle des Cols (Cols de la Roue et de Sous).

**kJ. Formation de Jujols (schistes rubanés de Jujols) : métasiltites argileuses verdâtres à lamines présentant des alternances centimétriques à décimétriques.** Elle constitue la moitié occidentale de l'unité du Vallespir et dans la ZA se retrouve, plus localement, au toit du granite de Saint-Laurent-de-Cerdans (Serre de la Garsa). Épaisse de quelques centaines de mètres (mais elle est incomplète), la Formation de Jujols est constituée quasi exclusivement, comme dans toutes les Pyrénées centro-orientales, de schistes rubanés verdâtres à patine brune (*schistes de Jujols*) monotones. Il s'agit d'une alternance milli- à centimétrique de siltites litées très riches en figures sédimentaires (bioturbations, en particulier), claires, à patine blanche, et d'argilites verdâtres (riches en chlorite). L'ensemble est particulièrement monotone, bien qu'à une échelle déca- à hectométrique on puisse noter une alternance d'horizons plus silteux ou plus péliques. Quelques rares niveaux

de quartzites gris, massifs, décimétriques à métriques, s'intercalent dans les argilo-siltites rubanées. À l'Est de la boutonnière d'Ormoier (ZSP) affleurent des schistes (*filitas de Albany*) assimilés aux schistes de Jujols par A. Estévez (1973). Bien qu'azoïques, ils sont proches de ceux de Terrades (*cf. ci-après*).

## Géochimie de la série préhercynienne

### *Les métasédiments*

Les caractéristiques géochimiques des sédiments des Groupes de Canaveilles et de Jujols ont été présentées dans la notice de la feuille Prats-de-Mollo-La-Preste à laquelle le lecteur pourra se référer. Nous n'en donnons ici que les traits principaux, les données (200 analyses d'éléments majeurs) ayant été acquises hors de la présente feuille à partir d'échantillons provenant de l'environnement du massif granitique de Costabonne (Le Guyader, 1982 ; van Marcke de Lummen, 1983 ; Baetens, 1989[1988]), du pourtour du massif de Quérigut (Letierrier, 1972), de la vallée de la Têt et du massif du Canigou (Guitard *et al.*, 1998). À cela s'ajoutent quelques données sur les éléments traces (Le Guyader, 1982) ainsi que quelques données isotopiques Sm-Nd (Simien, 1998).

Dans une large mesure, la géochimie reflète les caractères pétrographiques des roches, déjà perceptibles sur le terrain. La composition des Groupes de Canaveilles et Jujols peut se modéliser par un mélange de trois sources en proportions variables : (i) une *source nettement volcano-sédimentaire*, bien exprimée, en lien avec le volcanisme mafique à felsique clairement identifié à deux niveaux de la série (VS1 et VS2) notamment ; (ii) une *source terrigène*, évoluée, constituant l'essentiel des deux séries ; et (iii) une *source carbonatée*, d'origine biochimique, qui peut s'ajouter au fond de sédimentation grésopélitique (roches à silicates calciques, calcschistes) ou s'y substituer donnant naissance à des niveaux de marbres, soit dolomitiques ( $0,5 < \text{Fe} + \text{Mn} < 2,5$  %) ou calcitiques ( $\text{Fe} + \text{Mn} < 0,4$  %) parfaitement individualisés et très purs ( $\text{SiO}_2$  généralement inférieur au pourcent). La coupure entre les Groupes de Canaveilles et de Jujols correspond entre autres à la disparition de la source volcanique.

Les quelques données isotopiques Sm-Nd (Simien, 1998) sur cette série préhercynienne donne des  $\epsilon\text{Nd}(t)$  s'étalant de -9,6 à -3,8 et des âges modèles protérozoïques anciens ( $1,52 \leq T_{\text{DM}} \leq 1,84$  Ga). Ces valeurs, semblables à celles obtenues sur les métasédiments de la Montagne Noire, montrent une évolution temporelle vers des compositions moins radiogéniques avec des  $\epsilon\text{Nd}(t)$  allant de -5 à l'Édiacarien (schistes de Canaveilles) à -10 au Cambrien supérieur (schistes de Jujols). Cette variation est interprétée par F. Simien (1998) comme le reflet d'un changement de sources lié à des contextes géodynamiques différents.

## *Le volcanisme du Groupe de Canaveilles*

Les faciès métavolcaniques du Groupe de Canaveilles comportent des faciès mafiques (amphibolites), intermédiaires et acides (granulés, microgranulés, porphyroïdes), ces derniers bien représentés sur la feuille Arles-sur-Tech. Nous nous limiterons ici aux données relatives à cette feuille. De plus amples détails sur ce volcanisme peuvent être trouvés dans la notice de la feuille Céret (Laumonier *et al.*, 2015a) et dans divers articles (Guitard, 1970 ; Navidad *et al.*, 1996, 1999 ; Navidad et Carreras, 2002 ; Pujol-Solà *et al.*, 2022). Les métavolcanites mafiques sont des amphibolites, de composition basaltique à andésitique, réparties en deux groupes par M. Navidad *et al.* (1999) sur la base de leur chimisme.

• Le **premier groupe** d'affinité tholéiitique est représenté :

– d'une part par les amphibolites du Mas Janer, situées vers la base de la série et formant un niveau d'une dizaine de mètres de puissance intercalé entre les gneiss du Mas Blanc et les métapélites cambro-ordoviciennes ; leur chimisme est basique ( $45,73 \leq \text{SiO}_2 \leq 49,14$  %) et magnésien ( $0,34 \leq X_{\text{Fe}} \leq 0,45$ ), et caractérisé par des teneurs basses en Zr, Th, U (**Fig. 4**) et terres rares (La ~ 5,8 ppm) ; les spectres de REE sont peu fractionnés ( $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 1,6$ ) avec une faible anomalie négative en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 0,9$ ) ;

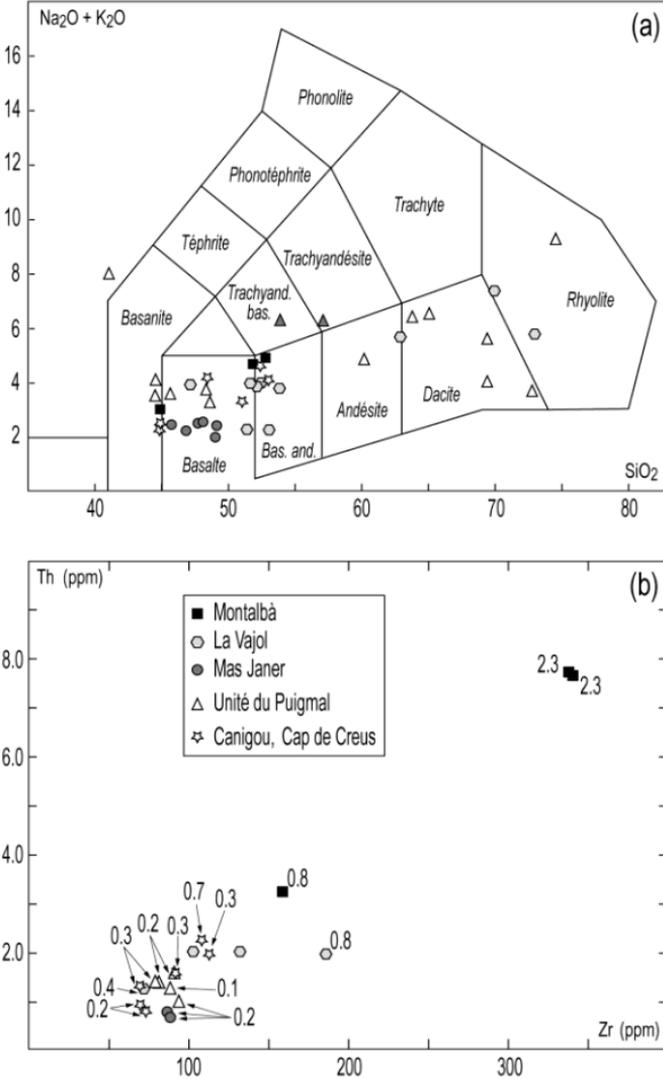
– d'autre part par celles de La Vajol, intercalées en petits niveaux dans la série métasédimentaire ; leur chimisme est moins basique ( $47,12 \leq \text{SiO}_2 \leq 53,96$  %) et plus ferrifère ( $0,36 \leq X_{\text{Fe}} \leq 0,65$ ) et caractérisé par des teneurs plus élevées en Zr, Th, U (**Fig. 4**) et terres rares ( $10 < \text{La} < 98$  ppm) ; les spectres de REE sont plus fractionnés ( $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 2,2-25,0$ ) avec une faible anomalie en Eu, négative ou positive ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8-1,1$ ).

Ce groupe est considéré comme étant mis en place dans un contexte de bassin marginal ou de bassin d'arrière-arc continental (Navidad *et al.*, 1999 ; Navidad et Carreras, 2002).

• Le **second groupe** correspond aux amphibolites de Montalba-d'Amélie, situées dans la partie médiane de la série et formant des petits niveaux discontinus entre métasédiments et orthogneiss ordoviciens. Leur chimisme est plus hétérogène avec un échantillon de composition proche de celles du groupe précédent et deux autres caractérisés par des teneurs nettement plus fortes en Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Ba, Zn, Ba, Zn et terres rares (La ~ 41 ppm) ainsi que Zr, Th et U (**Fig. 7b**) ; les spectres de REE sont proches de ceux des amphibolites de La Vajol ( $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 4,4-7,3$ ) avec une anomalie en Eu négative ou positive ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,9-1,2$ ). Ces roches sont considérées comme ayant été modifiées secondairement par des phénomènes hydrothermaux (Navidad *et al.*, 1999).

Une étude récente de ces formations volcaniques mafiques édiacariennes (Pujol-Solà *et al.*, 2022) à partir d'échantillons du Canigou et du Cap de

Creus, et notamment la détermination des compositions isotopiques du Sr et du Nd, montre des rapports isotopiques initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compris entre 0,706 et 0,709 ainsi que des valeurs de  $\epsilon\text{Nd}_{(580\text{ Ma})}$  positives (0,8-3,0) se démarquant en cela des volcanites ordoviciennes ( $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -0,58$  à 0,41). Ces auteurs interprètent cet épisode volcanique comme le résultat d'une phase d'extension en marge du Gondwana.



**Fig. 7 - Géochimie des amphibolites du Groupe de Canaveilles.** (a) Diagramme  $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  pour les métavolcanites basiques, intermédiaires et acides du Roc-de-France (Mas Janer, Montalba et La Vajol ; Navidad *et al.*, 1999) comparées avec celles de l'unité du Puigmal (Padel, 2016) ainsi que du Canigou et du Cap de Creus (Pujol-Solà *et al.*, 2022). (b) Diagramme Th-Zr pour les métavolcaniques avec  $\text{SiO}_2 < 54\%$  ; le chiffre affecté à chaque point donne la teneur en U (en ppm).

Les faciès intermédiaires et acides sont représentés par trois analyses ( $63 < \text{SiO}_2 < 73 \%$ ) d'échantillons provenant de niveaux d'épaisseur métrique du secteur de La Vajol (Navidad *et al.*, 1999). Leur chimisme est métallumineux, calco-alcalin potassique. Les teneurs en éléments traces sont hétérogènes et peu significatives. Les spectres de terres rares sont moyennement fractionnés ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 6,0-6,2$ ) avec une nette anomalie positive en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,6-1,7$ ).

## **Formation sédimentaire fossilifère du Cambrien inférieur (Espagne) : boutonnière de Terrades – Unité de la Salut**

**k2T. Formation de Terrades : pélites gréseuses à lentilles de calcaires à archaeocyates au sommet (Ovétien supérieur).** Dans la boutonnière de la Salut de la Haute Garrotxa, au N de Terrades, des bancs et lentilles de calcaires bioclastiques et des bioconstructions algaires épaisses de quelques dizaines de mètres affleurent au sommet de gréso-pélites gris verdâtre (schistes ardoisiers, siltites, quartzarénites fines) assez épaisses ; le tout s'est déposé sur une plate-forme peu profonde et abritée (Abad, 1989 ; Perejón *et al.*, 1994 ; Menéndez *et al.*, 2015 ; Wallet *et al.*, 2022). Les calcaires sont très fossilifères : archéocyathes, *small shelly fossils* (SSF), *Chancelloria*, hyolithes, algues calcaires (*Epiphyton*, *Renalcis*), etc. ; dans ce gisement, l'un des plus riches faunistiquement d'Europe occidentale, trente genres d'archéocyathes ont été identifiés. Archéocyathes (*Anthomorpha*, etc.) et SSF datent les calcaires de l'Ovétien supérieur élevé (Botomien inférieur), c'est-à-dire d'un Cambrien inférieur assez élevé (série 2/étage 3 supérieur, ~ 515 Ma). Malheureusement, faute de continuité, la corrélation de la Formation de Terrades avec les formations de la ZA, quasi azoïques, n'est pas facile (Laumonier, 1998). On peut cependant dire qu'elle évoque très fortement le Groupe de Jujols, et plus particulièrement la Formation d'Évol (kE) ; dans ce cas, les calcaires à archéocyathes pourraient être corrélés, *grosso modo*, aux Calcaires de Lleret-Bayau (kE2), ou peut-être aux Calcaires de Valcebollère (kVC).

## **Roches plutoniques (orthogneiss) de l'Ordovicien inférieur-moyen datées par U/Pb sur zircons à ~ 474 Ma**

La feuille Arles-sur-Tech, à l'instar de la moitié orientale de la Zone axiale pyrénéenne, est caractérisée par l'existence de massifs d'orthogneiss, dits du Canigou – Roc de France, dont l'âge et la signification géodynamique ont une répercussion majeure sur la compréhension de l'évolution antévarisque de cette région. Les orthogneiss en question, mais aussi ceux, tout à fait semblables, des Albères (feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère), de l'Aston et Hospitalet, s'observent dans les parties profondes du bâti. Ce sont des métagranites (Guitard, 1970). C'est principalement sur l'interprétation de leur contact avec les métasédiments sus-jacents (Groupe de Canaveilles à l'Est, Formation d'Évol plus à l'Ouest) qu'ils furent longtemps considérés comme appartenant à un socle cadomien (Autran *et al.*, 1966 ; Guitard, 1970 ;

Laumonier et Guitard, 1986). Dans les Pyrénées orientales, les deux arguments principaux en faveur de ce modèle étaient, d'une part le caractère remarquablement concordant de ce contact qui se suit sur plusieurs dizaines de kilomètres et a conduit ces auteurs à y voir la preuve d'une relation socle-couverture caractérisée par une transgression du Groupe de Canaveilles vers l'W (Laumonier, 1998), d'autre part une datation U-Pb par dissolution sur fractions de populations de zircons à  $580 \pm 20$  Ma (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a). Cependant, sur la base de nouvelles datations, un âge ordovicien inférieur-moyen ( $\sim 475$  Ma) des grands orthogneiss est-pyrénéens est aujourd'hui admis et les métagranites sont en conséquence interprétés comme des laccolithes intrusifs dans la Formation de Canaveilles, édiacarienne. Ceci n'exclut pas la présence d'orthogneiss plus anciens d'âge fini-néoprotérozoïque comme nous le détaillerons plus loin.

Les orthogneiss du Canigou ont été classés en trois catégories (Guitard, 1970) selon leur teneur en quartz décroissante et leur teneur en biotite croissante : gneiss G1 (leucogneiss, métaleucogranites), gneiss G2 (métamonzogranites à biotite) et gneiss G3 (métamonzogranites à métagranodiorite à biotite). Les faciès sont isogranulaires ou œillés, et présentent alors des phénocristaux de feldspath potassique montrant souvent dans les gneiss G2 et G3 des textures rapakivi (le feldspath potassique est chemisé par du plagioclase). Les gneiss G1 ont eux-mêmes été subdivisés en deux variétés : gneiss G1 de type Carança, généralement rubanés, et gneiss G1 de type La Preste, plus isotropes et caractérisés par des phénocristaux de quartz bleuté et parfois des faciès microgrenus. Sur la feuille Arles-sur-Tech ne se rencontrent que des gneiss G1 de type La Preste et des gneiss G2. Ils affleurent dans la moitié nord de la carte, s'étirant notamment depuis Arles-sur-Tech en une bande orientée ESE et occupant quelques sommets (Piton de Belmaig, Roc St-Sauveur, Roc de France, Pic des Salines). Ce sont des roches à quartz, feldspath potassique et plagioclase (albite-oligoclase) dans la matrice et en porphyroclastes, biotite, muscovite, zircon et apatite. A. Estevez (1973) rapporte la présence locale d'andalousite et sillimanite (Roc de France, Pic des Salines) ainsi que celle du grenat (Ravin du Mas Castell). Comme minéraux secondaires on notera la présence de séricite, chlorite, épidote, oxyde de fer/titane.

#### **λζ. Métaleucogranites isogranulaires fins (leptynites) en filons ou en sills.**

Ces leucogneiss sont des roches blanches ou bistres, à grain fin, équi-granulaires, discrètement foliées, dérivant de leucogranites à grain fin ou d'aplites. Ils sont assez peu présents sur la feuille Arles-sur-Tech, visibles surtout dans le massif du Roc de France. On les trouve en filons ou en sills d'épaisseur métrique à décamétrique. De gros corps sont concordants sur les limites lithologiques dans les Gneiss du Canigou (vallée du Riuferrer). D'autres filons sont sécants sur l'interface orthogneiss œillés - métasédiments, l'ensemble étant affecté par la schistosité hercynienne principale, dans les gorges du Mondony, à l'aval de Montalba-d'Amélie. Il existe également quelques sills situés dans la Formation de Canaveilles, à faible distance du toit des Gneiss du Roc de France (Ouest de la faille du Puig del Torn, par ex.).

$\sigma\zeta\gamma^{1-2}$ . **Orthogneiss de type La Preste (G1) : métagranites leucocrates alumineux souvent porphyroïdes à biotite, muscovite et quartz souvent bleuté.** Ce sont des métagranites leucocrates alumineux, souvent porphyroïdes à biotite, muscovite et quartz souvent bleuté. Ils représentent l'essentiel des gneiss du massif du Roc de France et sont bien développés également dans le massif du Canigou. Les enclaves basiques ou de métasédiments sont relativement fréquentes. On peut observer tous les intermédiaires entre un faciès isogranulaire plus ou moins grossier et un faciès œillé parfois à texture rapakivi, plus fréquent. Dans le secteur de Montalba-d'Amélie, où ils sont particulièrement bien préservés des déformations hercynienne et alpines, il est fréquent d'observer des figures d'intrusion diffuse du granite originel dans les métasédiments encaissants. On a rangé dans cette catégorie (sans les différencier) : les Gneiss du Mas Blanc, au cœur du massif du Roc de France, très grossiers, bien qu'ils soient un peu plus basiques que les autres gneiss du Roc de France et aient été datés de l'Édiacarien (cf. *infra*) ; le petit corps de Can Guillaumou visible en bordure du pluton de Saint-Laurent, en limite Ouest de la feuille ; les Gneiss de Bonabosc, au N d'Arles-sur-Tech, et ceux du Mas de Loc de Baix, au N de Montferrer.

$\sigma\zeta\gamma^3$ . **Orthogneiss de type Canigou (G2) : métagranites leucocrates souvent porphyroïdes, à feldspath de type Rapakivi, riches en biotite.** Il s'agit de métagranites monzonitiques porphyroïdes à feldspath de type rapakivi, assez riches en biotite. Ils apparaissent au cœur des massifs leucogneissiques (gneiss G1), dans les Gneiss du Canigou et, plus discrètement, dans ceux du Roc de France. Ils se caractérisent par des phénocristaux de feldspath, surtout du microcline perthitique englobant des reliques d'orthose, sous forme d'yeux étirés dans la foliation principale. Les textures de type rapakivi (blindage par du plagioclase) sont assez communes. Le plagioclase (oligoclase) quant à lui est généralement bordé d'albite. Les biotites sont de grande taille et riches en ilménite. La muscovite est absente. On y observe, très rarement, des enclaves basiques à grain fin.

$\sigma\zeta\lambda$ . **Métaleucogranites équigranulaires fins (leptynites) en filons ou en sills.** Ces roches forment des affleurements d'extension limitée à l'Est d'Arles-sur-Tech, dans le secteur du col de Paracolls.

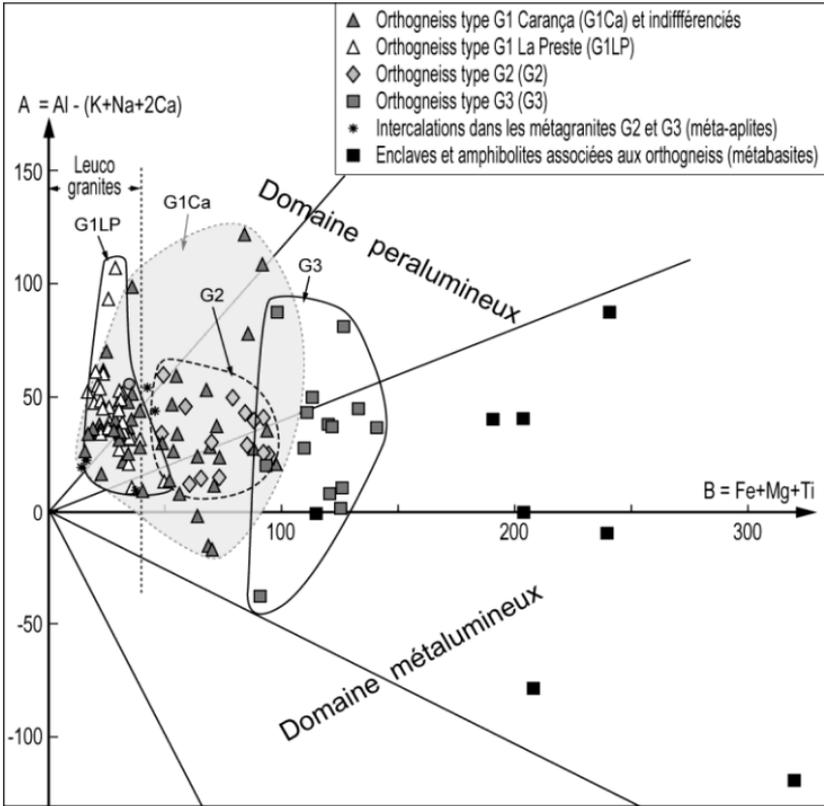
### Géochimie des métagranites ordoviciens

La nature granitique de ces orthogneiss mise en évidence dès 1963 par G. Guitard est l'objet d'un consensus. Bien qu'aucune étude géochimique systématique n'ait été réalisée sur ces orthogneiss, nous disposons de données sur leur composition en éléments majeurs (Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Barbey *et al.*, 2001 ; Sebastian *et al.*, 1982 ; Enrique, 2010). Nous présentons ci-dessous un résumé de leurs caractéristiques chimiques, le lecteur intéressé pourra se référer aux notices des feuilles Prades et Prats-de-Mollo pour plus amples détails. Nous y ajouterons quelques données sur les

compositions en éléments traces et isotopiques relatives à cette feuille d'Arles-sur-Tech.

Les trois familles de gneiss se distinguent par des teneurs en  $\text{SiO}_2$  croissantes des gneiss G3 aux gneiss G1 de type La Preste, en passant par les gneiss G2 et les gneiss G1 de type Carança (voir les **Figs. 6 et 7** de la notice Prats-de-Mollo-La-Preste). Les teneurs en  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  témoignent d'un caractère calco-alcalin riche en potassium, avec une tendance alcali-calcique pour les gneiss G2. Le rapport  $\text{FeO}^{\text{tot}} / (\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$  montre que la plupart des orthogneiss se caractérisent par un chimisme ferrifère, notamment pour les gneiss G1 et G2, déjà souligné antérieurement (*cf.* granites calco-alcalins ferrifères ; Fonteilles, 1981 ; Guitard *et al.*, 1998).

Ces orthogneiss ont un caractère nettement alumineux (**Fig. 8**) qui aurait pu être renforcé au cours du métamorphisme hercynien par lessivage des alcalins selon M. Fonteilles et G. Guitard (1987, 1988). Les gneiss G1 de type La Preste ont un caractère leucogranitique net, alors que les gneiss G3 se distinguent par leur plus forte teneur en minéraux ferromagnésiens, le gneiss G2 se situant en position intermédiaire. Les gneiss G1 type Carança occupent un vaste domaine chevauchant les précédents. Une légère tendance métalumineuse est perceptible pour quelques échantillons d'orthogneiss. Les enclaves et amphibolites (filons) sont décalées vers les fortes valeurs du paramètre B en raison de leur charge en minéraux ferromagnésiens, cependant une partie garde un caractère nettement alumineux (contamination) tandis qu'une autre possède un caractère métalumineux.



**Fig. 8 - Géochimie des métagranites ordoviciens.** Diagramme A-B (Debon et Le Fort, 1988) pour le plutonisme ordovicien (orthogneiss métagranitiques) des massifs des Albères, du Roc de France, du Canigou-Carança et du Freser (données de Guitard, 1970 ; Sebastian *et al.*, 1982 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Vilà, 2003 ; Enrique, 2010 ; Navidad *et al.*, 2018).

Les quelques données isotopiques anciennes Rb-Sr (Vitrac-Michard et Allègre, 1975b) et Sm-Nd (Ben Othman *et al.*, 1984), recalculées à 475 Ma, âge présumé de mise en place des métagranites (voir ci-dessous), indiquent la prépondérance d'une source crustale dans la genèse des magmas parents. Les datations U-Pb (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005) attestent de la présence d'une composante crustale pour les gneiss G1 avec des âges hérités cadomiens, voire plus anciens, tandis que la typologie des zircons (Cocherie *et al.*, 2005) suggère la coexistence de deux lignées au sein des gneiss G2 (type I et type S). La présence assez systématique dans ces orthogneiss de filons d'amphibolites, d'enclaves microgrenues mafiques et de témoins de mélanges magmatiques (notamment à proximité de Valmanya dans la haute vallée de la Lentilla, sur la feuille Prades ; Guitard, 1970) indique une participation non négligeable du manteau dans la genèse de ces métagranites. Cette double origine des orthogneiss ordoviciens apparaît également dans les travaux de P. Castiñeiras *et al.* (2011) et M. Navidad *et al.* (2018). La première

étude montre à partir de l'analyse des éléments mineurs et traces des zircons l'existence d'un groupe d'origine essentiellement crustale (teneurs en Th et rapports Th/U, Ce/Sm et Eu/Eu\* bas, opposés à des rapports Yb/Gd et U/Ce élevés) correspondant notamment aux gneiss de Cadi et Sureda, et d'un second groupe d'origine mixte, crustale et mantellique (teneurs en Th et rapports Th/U et Ce/Sm élevés, rapports Yb/Gd et U/Ce bas), correspondant aux gneiss de Casemí et à la diorite de Balatg. Les données isotopiques Sm/Nd de M. Navidad *et al.* (2018) montrent que les magmas à l'origine des orthogneiss ordoviciens ( $-5 < \epsilon Nd(t) < -2$ ) résultent du mélange en proportions variables entre une composante juvénile d'âge cadomien et une composante crustale plus ancienne (métasédiments édiacariens). Cette étude montre en outre que les métabasites associées au magmatisme ordovicien inférieur seraient issues de magmas tholéïtiques de type MORB enrichis ( $\epsilon Nd(t) = +0,38$ ) alors que les métabasites de l'Ordovicien supérieur impliqueraient une interaction manteau-croûte ( $\epsilon Nd(t) = -0,3$ ).

## Âge des terrains préhercyniens

### Âge des métagranites du Canigou - Roc de France

Selon G. Guitard (1970[1965]) et G. Guitard *et al.* (1996, 1998), ces métagranites constitueraient un vieux socle granitique cadomien (~ 580 Ma) sur lequel se serait déposée en discordance majeure la « série » de Canaveilles, cambrienne ; des plis couchés « penniques » hercyniens auraient ensuite plissé l'ensemble, ce qui expliquerait la réapparition en série inverse de la « série » de Canaveilles sous les gneiss (Micaschistes de Balatg et de Montalba-d'Amélie). Cependant, dans les massifs de l'Aston, de l'Hospitalet, du Canigou-Carança et du Roc de France, les orthogneiss métagranitiques (G1 et G2) ont été récemment datés en U-Pb sur zircons de 477-470 Ma environ (Ordovicien inférieur-moyen, Arénigien supérieur ; Floien-Dapingien dans la terminologie actuelle) incompatibles avec ce modèle (Deloule *et al.*, 2002 ; Laumonier *et al.*, 2004 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Denèle *et al.*, 2009 ; Liesa *et al.*, 2011). Plus spécifiquement, sur la feuille Arles-sur-Tech, deux âges ont été publiés :

- **477 ± 4 Ma** pour un métaleucogranite sécant sur le contact gneiss-métasédiments sur la D 53 avant Montalba-d'Amélie, près du Can Riubany (Cocherie *et al.*, 2005) ;
- **476 ± 5 Ma** pour un métagranite du secteur du Pic des Salines (Castiñeiras *et al.*, 2008).

En conséquence, les Gneiss du Roc de France sont aujourd'hui interprétés comme un laccolithe composite, mis en place à l'Ordovicien inférieur-moyen dans la Formation de Canaveilles fini-protérozoïque (*cf. infra*). Dans ce nouveau modèle, le mur des lames de Gneiss du Canigou et du Roc de France représente simplement le plancher du laccolithe (Laumonier *et al.*, 2004). À cause de l'intensité de la déformation et du métamorphisme hercyniens, le

métamorphisme de contact des granites ordoviciens est presque totalement effacé. Cependant, au plancher du laccolithe du Canigou, dans le vallon du Riuferrer (feuille Céret, immédiatement au N du coin Nord-Ouest de la feuille Arles-sur-Tech), des migmatites de contact, schistosées à l'Hercynien, ont été décrites (Barbey *et al.*, 2001).

Plus récemment encore, et apparemment pour le même type de roche, des âges plus jeunes ont été proposés dans les Pyrénées orientales (Martínez *et al.*, 2011 ; Casas *et al.*, 2010 ; Laumonier *et al.*, 2015), mais pas dans le massif du Roc de France. Ceux voisins de 469-462 Ma (Ordovicien moyen ; Darrivillien) sont encore proches des précédents ; d'autres sont voisins de 457-451 Ma (Ordovicien supérieur, Ashgillien ; Katien), ce qui pose le problème de la contemporanéité de certains métagranites avec le volcanisme ashgillien et de l'existence de deux épisodes plutoniques, l'un ordovicien inférieur-moyen et l'autre ordovicien supérieur (cf. *infra*).

Enfin, les Gneiss du Mas Blanc, eux aussi *a priori* de la même famille que les autres orthogneiss, dériveraient d'un granitoïde âgé de  $\sim 560 \pm 7$  Ma, c'est-à-dire datant de l'Édiacarien supérieur (Castiñeiras *et al.*, 2008), ce qui complique le problème mais est compatible avec l'âge très ancien, édiacarien, attribué aux Micaschistes du Mas Janer sous-jacents.

### **Âge de la série préhercynienne (Groupes de Canaveilles et de Jujols)**

Le **Groupe de Canaveilles** étant azoïque, son âge n'est connu directement que par les âges U-Pb sur zircons des niveaux volcano-sédimentaires (granulés VS1 et VS2, principalement), sur les feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo, ainsi que dans le massif du Cap de Creus, plus lointain. Ces âges vont globalement de  $\sim 580$  Ma à  $\sim 550$  Ma, voire  $\sim 530$  Ma (Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Laumonier *et al.*, 2015d ; Casas *et al.*, 2015 ; Padel, 2016 ; Padel *et al.*, 2018a). Les âges des granulés VS2 sont assez dispersés : 565-552 Ma et 542-532 Ma dans le Ripollès (feuille Prats-de-Mollo),  $\sim 558$  Ma pour le Cap de Creus. Sur la feuille Arles-sur-Tech, deux âges sont disponibles pour les Granulés VS1 de la Formation de Canaveilles bC1 et bC2 :

- **581  $\pm$  10 Ma** pour les Granulés des Sitges (bC2) (Cocherie *et al.*, 2005) ; cet âge est relativement médiocre et il n'est pas possible d'exclure totalement un âge un peu plus jeune ( $\sim 560$ -550 Ma) ;
- **548,4  $\pm$  8,4 Ma** (Castiñeiras *et al.*, 2008) pour les granulés de las Illas (bC1).

Bien que peu cohérents entre eux dans le détail, tous ces âges confirment que le Groupe de Canaveilles est à rapporter à l'Édiacarien supérieur (Narbonne *et al.*, 2012), voire au Fortunien p.p. (Laumonier *et al.*, 2004).

Par ailleurs, l'orthogneiss métagranitique du Mas Blanc étant daté de  $560,1 \pm 7,2$  Ma (cf. *supra*), cela implique un âge plus ancien pour la base de la Formation de Canaveilles et renforce l'attribution du Groupe de Canaveilles à l'Édiacarien, conformément à ce que suggèrent les corrélations lithostratigraphiques avec les régions plus lointaines (Laumonier, 1988, 1996 ; Laumonier *et al.*, 2004).

Le **Groupe de Jujols**, quasi azoïque, est considéré comme cambrien *s.l.*, plutôt qu'ordovicien, sur la base d'une comparaison avec les régions voisines (Ibérie, Montagne Noire ; Laumonier, 1988 ; Laumonier *et al.*, 1996). Cette attribution est parfaitement cohérente avec l'âge édiacarien supérieur (à Cambrien basal ?) du Groupe de Canaveilles sous-jacent (cf. *supra*). Plus précisément, la Formation de Tregurà (kT) aurait un âge proche de la limite Édiacarien-Cambrien, la Formation d'Évol (kE1-3) est rapportée au Cambrien inférieur, la Formation de Valcebollère (kV) à un Cambrien inférieur élevé (plutôt qu'au Cambrien moyen *s.l.* ; Cavet, 1957) et la Formation de Jujols (kJ) au Cambrien moyen-supérieur *s.l.* ; dans ce schéma, l'Ordovicien inférieur est généralement absent. Cette interprétation est confirmée par la découverte dans les Aspres de palynomorphes (acritarches) d'âge cambrien inférieur élevé (M. Vécoli, 2007, inédit, *in notice Céret*) dans les Calcaires de Coubris, rapportés à la Formation de Valcebollère (voir feuille Céret). Cette datation est cohérente avec l'âge ovétien supérieur (~ 515 Ma) de la Formation de Terrades (cf. *infra*) ; c'est aussi, approximativement, l'âge de la base des *Alternances* (Formation de Pardailhan) du versant Sud de la Montagne Noire (Álvaro *et al.*, 2010).

### **Conclusion**

Les terrains préhercyniens, métagranites et série préhercynienne, bien que quasi azoïques, sont aujourd'hui correctement datés, entre ~ **600-580 Ma** et ~ **480 Ma**, soit un intervalle d'environ 120-100 Ma correspondant à l'Édiacarien supérieur et au Cambro - Ordovicien inférieur. La comparaison avec les domaines où les terrains sont plus finement datés car la série préhercynienne y est fossilifère est donc possible (Laumonier, 1988).

### **Série du Mont Roig (Espagne) : Ordovicien supérieur et Silurien probables**

Des terrains rapportés à l'Ordovicien supérieur et au Silurien affleurent à la bordure sud-orientale de la feuille Arles-sur-Tech, dans les collines de Mont Roig (petit sommet situé immédiatement en-dehors de la carte, sur la feuille La Jonquera). Ils vont être décrits brièvement d'après la notice de la feuille espagnole de La Jonquera (Cirès *et al.*, 1994).

o5-6. (noté par erreur o4-5). **Alternances de silts, de grès et de microconglomérats (Ordovicien supérieur)**. Série détritique grésopélique et microconglomératique puissante d'environ 1 000 m contenant des niveaux

de **volcanites acides à intermédiaires** rhyodacitiques et andésitiques ( $\rho\alpha$ ), de **tufs et cinérites** ( $\tau\alpha$ ) et de **conglomérats** ( $Cg$ ) à galets de quartz et quartzite décimétriques. Ces faciès sont en tous points identiques à ceux de l'Ordovicien supérieur du Ripollès (feuille Prats-de-Mollo) et des Aspres (feuille Céret), par exemple, et sont bien reconnaissables malgré le métamorphisme de contact.

S. **Schistes noirs (Silurien)**. Il s'agit du classique Silurien noir pyrénéen, ampélique, à petits niveaux calcaires.

### ROCHES MAGMATIQUES HERCYNIENNES

Le magmatisme hercynien est très développé sur la feuille Arles-sur-Tech. Il est à l'origine :

- du **pluton** composite de **Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera** ; par commodité, on parlera, de manière informelle, de **pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans** à l'Ouest du chevauchement de Darnius, et de **pluton de La Jonquera** au Nord-Est de cet accident ;
- du **pluton de Batère**, dont la plus grande partie se trouve sur la feuille Céret.

Le plutonisme de la feuille Arles-sur-Tech a beaucoup été étudié ; voir notamment : Autran Autran *et al.* (1970), Estevez (1973), Grisey (1984), Cocherie (1985), Cirès *et al.* (1994 ; feuille La Jonquera), Liesa *et al.* (1994 ; feuille Maçanet de Cabrenys), Autran et Cocherie *in* Debon *et al.* (1996), Vilà (2003), Vilà *et al.* (2005), Druguet *et al.* (2008) et Aguilar *et al.* (2014). Pétrographiquement et géochimiquement, il est possible de distinguer quatre ensembles :

- un ensemble calco-alcalin à dominante de tonalites et de granodiorites, formant l'unité basale du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera et celle du pluton de Batère, et auquel sont plus ou étroitement associés des gabbro-diorites ;
- un ensemble de (leuco) granites peralumineux intrusifs dans ces plutons ;
- un ensemble de granites et de microgranites roses et rouges, également intrusifs dans le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera, surtout développés à sa bordure méridionale, sous la couverture garumnienne, et réapparaissant dans les fenêtres de la Garrotxa ;
- des filons mafiques à ultramafiques, qui clôturent le cycle plutonique hercynien.

Le grand pluton de **Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera**, d'une superficie d'environ 370 km<sup>2</sup>, se situe pour une grande partie sur la feuille Arles-sur-Tech. Du côté français, il se termine à l'Ouest sur la feuille Prats-de-Mollo (Can Ville) ; du côté espagnol, il déborde au Nord-Est sur la feuille

Argelès-sur-Mer – Cerbère (Cantallops), au Sud-Est sur la feuille La Jonquera et au Sud sur la feuille Maçanet de Cabrenys. Il s'agit d'un laccolite épais de plusieurs kilomètres. Le mur du pluton, intrusif de manière remarquablement concordante dans la Formation de Canaveilles, est bien exposé grâce à la fenêtre d'érosion déterminée par l'anticlinal tardihercynien du Roc de France qui déforme conjointement les gneiss du Roc de France, les micaschistes mésozonaux sus-jacents et le pluton. Le toit est visible : (i) dans l'angle nord-est de la feuille et sur la carte Argelès-sur-Mer – Cerbère où il recoupe de manière subconcordante les Formations de Cabrils et d'Alós d'Isil ; (ii) à l'Ouest sous la Formation de Canaveilles des Puigs Colom et Cabres, et sous la Formation de Jujols de la Serre de la Garse (*Garça*). Ailleurs, le toit n'est pas visible, qu'il soit masqué par des failles (chevauchement du Roc de France, faille du Tech), ou bien qu'il soit érodé sous le Garumnien au Sud (sauf dans le secteur de Mont Roig). Vers le NE, le toit du pluton et son encaissant disparaissent sous le chevauchement alpin des Albères (faille de Sant Climent Sescibes). Le pluton de La Jonquera, et spécialement à sa partie supérieure, est vigoureusement affecté par des zones mylonitiques NW-SE dextres-inverses, notamment celle du Perthus. Ces mylonites masquent, mais n'effacent pas totalement, les foliations magmatiques parallèles aux épontes du pluton et les linéations NE-SW associées (Olivier *et al.*, 2016). La base et le cœur du pluton sont constitués principalement de tonalites et de granodiorites à biotite-hornblende. La partie supérieure, plus variée, comprend des granodiorites et des monzogranites à biotite. L'ensemble est recoupé par de nombreux petits corps de leucogranites à biotite-muscovite et par divers types de filons (lamprophyre, kersantite, microgranite, aplite, pegmatite, quartz).

Le **pluton de Batère** dont seul la terminaison sud affleure sur la feuille, est également un laccolite intrusif dans la Formation de Canaveilles. La foliation magmatique, quand elle est visible, est pentée au NE et porte une linéation inclinée au NNE. Le mur est approximativement concordant et il est souligné par des sills gabbrodioritiques et granodioritiques. Le corps principal est monzogranitique, passant à des monzogranites porphyroïdes au toit, lequel est plus ou moins discordant sur l'encaissant. Latéralement et au Nord (feuille Céret) prédominent des faciès mafiques à intermédiaires (diorites mais aussi gabbros et tonalites) qui renferment de nombreux septas d'encaissant (cornéennes, marbres, etc.) ainsi que les principales mines de fer dites de Batère. Les deux parties principales du massif sont nettement séparées par une importante faille NE-SW, ce qui rend incertaines les relations entre les monzogranites et les diorites.

Compte tenu de l'absence de description précise des faciès associée aux minutes cartographiques d'A. Autran et G. Guitard, les descriptions pétrographiques présentées ci-dessous ont dû être reconstituées à partir des notices des feuilles La Jonquera, Maçanet de Cabrenys, Céret, Argelès-sur-Mer – Cerbère, ainsi que de divers autres documents, et notamment Estévez (1973), Grisey (1984), Cocherie (1985), Autran et Cocherie *in* Debon *et al.* (1996), Vilà *et al.* (2005) et Liesa *et al.* (2021).

## Unités basales de tonalite-granodiorite C.A. potassique des plutons de Batère et de Saint-Laurent-de-Cerdans - La Jonquera

Les granites de cette unité de base du pluton se différencient des granites ultérieurs par la présence d'une foliation et d'une linéation bien visibles.

**π. Péridotite (cortlandite) du Mas de la Maura et du Mas d'En Ribas.** Ce faciès se présente sous forme d'un corps de taille kilométrique à l'W du Pic de la Garsa (Mas de la Maura) et d'un corps de taille hectométrique dans un septa orienté N-S sur la bordure du pluton de La Jonquera, 1 km au SW de Riunoguès (Mas d'En Ribas). Il s'agit d'un cumulat ultramafique essentiellement constitué d'amphibole (pargasite, hornblende, cummingtonite), d'orthopyroxène (En<sub>80-84</sub>) et d'olivine (Fo<sub>75-79</sub>), dans lequel l'olivine, subautomorphe, est en inclusion dans les autres minéraux (texture hétéradcumulat).

**θη. Gabbro-diorite magnésienne.** Ce faciès, intrusif dans la formation de Canaveilles, se rencontre en amas d'extension kilométrique : (i) à la base du pluton de La Jonquera, au SW de Riunoguès et entre le Pic Mirailles et la rivière de Vaillère ; (ii) en sills sous la bordure Ouest du pluton de Batère (W de Corsavy) ; il affleure également dans l'angle Nord-Est de la feuille, mais là il est à rattacher au complexe de Saint-Jean-de-l'Albère (voir feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère). Ces roches, parmi lesquelles les diorites sont dominantes, sont constituées en proportions variables de plagioclase automorphe à subautomorphe (texture ophitique) à cœur très calcique (~ An<sub>90</sub>), amphibole (hornblende magnésienne dominante ± cummingtonite, Fe-Tschemakite), biotite et quartz interstitiel en faibles proportions. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'allanite, l'épidote et l'ilménite.

**Tonalites et granodiorites à biotite et hornblende.** Ces deux faciès qui forment la majeure partie du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera se différencient principalement par une variation de proportion des minéraux ferromagnésiens. Le passage de l'un à l'autre est graduel. Le contact avec l'encaissant est intrusif mais suit en général un même niveau lithologique. Les minéraux essentiels sont le plagioclase, le quartz, le feldspath-K, la biotite et la hornblende ; les minéraux accessoires les plus importants sont le zircon, l'apatite, l'allanite, la titanite et les opaques ; les minéraux secondaires sont essentiellement la chlorite, l'épidote et la séricite.

**γ<sup>4-5</sup><sub>bh</sub>. Tonalite à biotite et hornblende.** Les tonalites montrent une structure planaire bien marquée. Elles forment la base du pluton de La Jonquera et celle du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans au Sud-Ouest du Pic des Salines. Les xénolites et septas d'encaissant sont fréquents en bordure comme on peut le voir sur la bordure Ouest du pluton de La Jonquera. Les enclaves microgrenues (diorite, quartz-diorite) ont une taille ≤ 20 cm et sont localement déformées (enclaves elliptiques). Outre un indice de coloration supérieur, les tonalites se différencient des granodiorites par la présence de cristaux de

plagioclase d'une taille de 5 à 10 mm. Celui-ci est généralement zoné (zonation normale, oscillatoire ou en tache) et il est fréquemment myrmékitique au contact du feldspath potassique. Le feldspath-K (microcline) est interstitiel et généralement perthitique. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par la biotite, dominante, et la hornblende verte ; leur taille est de l'ordre de 2-4 mm. La biotite est fréquemment altérée en chlorite et oxydes de fer, parfois en prehnite ou pumpellyite. La hornblende, généralement prismatique, est en proportions variables ; elle est communément regroupée en agglomérats de cristaux, cependant, elle peut se présenter sous la forme de cristaux isolés facilement reconnaissables à l'œil nu, avec une taille pouvant excéder 1 cm. Les minéraux accessoires sont fréquemment inclus dans les autres minéraux de la roche, notamment plagioclase, biotite et hornblende.

$\gamma^{3-4}_{bh}$ . **Granodiorite à biotite et hornblende.** Ce faciès se situe dans la partie sommitale du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera à l'Ouest de la faille du Puig del Torn, mais en disposition basale à l'Est de cette faille où il repose sur les métasédiments de la Formation de Canaveilles. On le retrouve également dans les fenêtres de Can Coll et Sant Aniol. Leur contact avec les granites porphyroïdes du toit du pluton est tranché et vertical (Estévez, 1973). Les enclaves microgrenues mafiques sont en proportions variables selon les localités, avec une taille n'excédant pas 25 cm. Ce sont des roches à grain moyen qui ont une charge ferromagnésienne plus faible comparées aux tonalites ; leur contenu en minéraux accessoires est également moindre. Le plagioclase, d'une taille de l'ordre de 3 mm est fréquemment zoné, et forme des myrmékites au contact du feldspath potassique. Celui-ci est dans la majorité des cas du microcline se présentant, soit en mégacristaux de 10-15 mm de longueur, soit en petits cristaux interstitiels (la texture rapakivi a été décrite localement ; Liesa *et al.*, 2021). La biotite est le minéral mafique le plus abondant bien qu'en proportions moindres que dans la tonalite. La hornblende est en quantité très variable, pouvant être localement absente dans les parties les plus leucocrates, à l'inverse elle peut dans certains secteurs, être en proportion supérieure à celle des tonalites.

$\gamma^{3-4}_b$ . **Monzogranite et granodiorite à biotite seule.** Ils se rencontrent : (i) au plancher du pluton de Batère (Nord de Corsavy) où ils apparaissent à proximité des septas de marbres ; (ii) dans la partie Nord du pluton de La Jonquera en contact avec la zone mylonitique du Perthus, et sous forme de sills au toit du même pluton (angle Sud-Est de la feuille Céret). Les monzogranites sont à grain moyen, souvent mylonitiques et constitués de plagioclase, feldspath potassique (microcline), quartz, biotite et hornblende ; les minéraux accessoires les plus importants sont l'apatite, le zircon, l'allanite et les opaques.

$\gamma^{3-4}$ . **Faciès non différencié dans les zones mylonitisées.** Ce faciès de nature granitique correspond à la zone mylonitique du Perthus (Soliva *et al.*, 1991 ; Soliva, 1992), formant une bande large de 4-5 km, orientée N110-120°E et

située dans l'angle Nord-Est de la feuille. Elle est constituée de la coalescence de bandes de déformations déca- à hectométriques montrant des gradients de déformation très forts, les granites (tonalites, granodiorites) pouvant n'être que très peu déformés ou au contraire ultramylonitisés, ressemblant alors à des quartzophyllades très fines.

$\theta\eta\text{Fe}$ . **Gabbro-diorite ferrofère<sup>2</sup>**. /  $\theta\eta\text{Feg}$ . **Faciès de bordure à grenat almandin - pyrope**. Ces faciès forment un corps d'environ 2 km de diamètre affleurant autour du Mas Soubiranne et nommé gabbro-diorites de Céret par Liesa *et al.* (2016) qui en donnent une description rapide. Il s'agit d'un des massifs mafiques/ultramafiques associés au plutonisme hercynien tels les ferrogabbro-diorites de la partie Nord du pluton de Batère (feuille Céret) et les corps mafiques du complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère (feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère). Une auréole métamorphique de contact (250 m environ) se développe dans l'encaissant métasédimentaire présent également à l'intérieur du massif sous forme de xénolites et septas de grande taille. Des intrusions satellites s'observent dans un rayon de 2 km. Il s'agit d'un ensemble hétérogène allant des roches ultramafiques aux granites, mais dans lequel les faciès gabbrodioritiques sont dominants. Les faciès ultramafiques forment des masses décamétriques ; ce sont des cumulats à amphibole brune et clinopyroxène contenant en inclusion de nombreux cristaux d'olivine partiellement altérés en serpentine. La texture est grenue dans les diorites et ophitique dans les gabbros. L'assemblage minéralogique dominant est plagioclase (An40), amphibole (principalement hornblende), biotite et quartz interstitiel. Dans les gabbros l'olivine, présente en proportions mineures, est en inclusions dans les autres phases ferromagnésiennes ; le plagioclase est entouré par le clinopyroxène. Dans les diorites le clinopyroxène est généralement en cristaux reliques entourés par l'amphibole ; le plagioclase est en contact avec toutes les phases. Au contact des métasédiments, les diorites contiennent de grands cristaux de grenat (2 cm de diamètre) entourés d'un halo quartzofeldspathique, à l'image de ce qui est observé dans les diorites du pluton de Batère (voir notice Céret).

$\gamma^3$ . **Granite monzonitique différencié, ferrofère (ferrobiotite) à tendance leucocrate (Pic de Fonfrède)**. Ce faciès est associé aux gabbro-diorites précédents et affleure en lames coalescentes au Nord du Pic de Fonfrède. Il est constitué de quartz, feldspath-K perthitique, plagioclase (An10-26), rare biotite  $\pm$  muscovite, et occasionnellement grenat, cordiérite et tourmaline.

$\mu\eta\text{K}$ . **Microdiorite potassique intrusive tardive dans les granodiorites**. Ces roches affleurent en deux corps de taille hecto- à kilométrique dans la partie

---

<sup>2</sup> Le terme « ferrofère », maintenu ici car utilisé dans la légende de la carte, est issu des travaux de M. Fontailles ; il désigne simplement le caractère riche en fer de la roche (ou du minéral).

occidentale du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, au Nord-Est de Serralongue (Caldares).

### **Lignée peralumineuse intrusive dans l'unité basale de Saint-Laurent-de-Cerdans et l'unité sommitale de Batère**

$\gamma^{3M}$ . **Granite monzonitique, parfois porphyroïde ( $\gamma^{3M}\pi$ ) à biotite (pluton de Batère)**. Ce faciès constitue l'essentiel du pluton de Batère (M $\gamma$ 3b sur la feuille Céret). Il s'agit d'un monzogranite à biotite homogène, à grain demicentimétrique et texture équante, et isotrope. Les cristaux de feldspath et de quartz sont subautomorphes et la biotite forme des amas ou des cloisons entre les minéraux précédents. On n'observe ni muscovite ni enclaves microgrenues mafiques. La partie orientale et sommitale du pluton est constituée du même type de monzogranite mais porphyroïde (PM $\gamma$ 3b sur la feuille Céret).

$\gamma^2\pi$ . **Granite monzonitique porphyrique à feldspath-K blanc et à biotite ( $\pm$  muscovite et grenat)**. Il forme une masse d'extension kilométrique à la base du pluton de La Jonquera (Col de Portelle).

$L\gamma^2$ . **Leucogranite à biotite et muscovite avec parfois cordiérite ou tourmaline**. Bien visibles dans la partie orientale de la feuille, ces leucogranites sont intrusifs dans les tonalites et les granodiorites à biotite-hornblende sous forme de filons orientés NE-SW ou de masses irrégulières de même direction. En raison de leur meilleure résistance à l'érosion, ils forment de petites collines. Leur microstructure est hétérogène et à l'échelle d'un même corps intrusif on observe une variation depuis des textures aplitiques jusqu'à des textures pegmatitiques. Ces roches présentent aussi des structures de flux magmatique soulignées par la disposition des cristaux tabulaires de biotite et de muscovite et par un litage textural parallèle aux épontes. Les minéraux essentiels sont feldspath-K (microcline perthitique automorphe), plagioclase albitique et quartz ; biotite, muscovite et tourmaline sont accessoires. Ils sont considérés comme des différenciés plus acides des roches calco-alcalines de la région.

$\mu\gamma^{3-2b}$ . **Microgranite porphyroïde à biotite et/ou muscovite**. Il forme notamment un filon au plancher du pluton de Batère (Pla de Castagné) ainsi qu'un faisceau de filons intrusif dans la Formation de Canaveilles au toit de ce pluton (voir aussi feuille de Céret).

### **Unités des granites rouges de Saint-Laurent-de-Cerdans**

$\gamma^4_{SLY}$ . **Faciès de bordure avec filons intrusifs de  $SLY^2$  dans l'unité granodioritique - tonalitique**. Faciès jalonnant la bordure Sud des granodiorites du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans depuis la Serre de la Garsa à l'Ouest, jusqu'au réservoir de Boadella et au secteur de Mont Roig à

l'Est. Il se présente en masses discontinues montrant un contact graduel avec la granodiorite (sur 30 m environ). Les enclaves microgranulaires mafiques sont peu abondantes et de taille métrique. Il est constitué de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et hornblende ; les minéraux accessoires, peu abondants, sont l'apatite et le zircon. Le plagioclase, en proportions variables, est en phénocristaux et dans la matrice. Le feldspath-K, également en phénocristaux et dans la matrice, présente localement la texture rapakivi ; il est perthitique et peut former des associations micropegmatitiques avec le quartz. Les minéraux ferromagnésiens, représentés essentiellement par la biotite, forment généralement des agrégats de cristaux mais peuvent aussi apparaître en cristaux plus gros, automorphes ; la biotite est localement altérée en chlorite, pumpellyite et oxyde de fer, la hornblende en chlorite.

$SLY^3\pi$ . **Granite monzonitique à phénocristaux d'orthose roses et biotite ferrière avec quelques enclaves basiques.** Ce faciès a été décrit antérieurement comme granite de Saint-Laurent par A. Autran *et al.* (1970) et comme granite porphyroïde de Mondavà par A. Estévez (1973). Vers le Nord il est principalement en contact avec la granodiorite à biotite et hornblende ; par contre, il jalonne le contact Sud du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera ; là, il est recouvert par le Garumnien. Il se rencontre également plus au Sud dans les fenêtres de Can Coll, Sant Aniol et Ormoier. Ce granite se caractérise, d'une part, par une certaine hétérogénéité liée à la variation de la taille du grain et de la proportion des phénocristaux de feldspath-K et de la biotite, et d'autre part, par la présence de cavités miarolitiques. Il est recoupé par d'abondants filons de pegmatite et aplites et par des filons de microgranite porphyrique. Il a une teinte rosée due à l'abondance du feldspath-K. Les enclaves microgrenues mafiques et les xénolites sont fréquents. Il peut présenter une altération importante (voir ci-dessous). Il est constitué de quartz, feldspath-K, plagioclase, biotite, ainsi que de rares zircons et apatites. Le quartz est en position interstitielle ou en forme d'agrégats globuleux de la taille du centimètre, il tapisse également, associé au feldspath-K, les cavités miarolitiques. Le feldspath-K (Or<sub>70-90</sub>) est présent dans la matrice et sous forme de gros cristaux (1-3 cm) perthitiques. Les myrmékites sont fréquentes au contact entre plagioclase et feldspath-K. Le plagioclase en petits cristaux millimétriques (0,5-3 mm) est zoné avec un cœur plus calcique (~ An<sub>25-35</sub>) que la bordure (~ An<sub>2-26</sub>) (Fàbrega *et al.*, 2019). La biotite est le seul minéral ferromagnésien ( $\leq 8\%$ ) présent en cristaux isolés ou petits agrégats de cristaux ; il est localement altéré en muscovite, chlorite, oxydes<sup>3</sup>.

---

<sup>3</sup> Une particularité de ce granite est d'être rubéfié localement. Cette rubéfaction a fait l'objet d'une étude par C. Fàbrega *et al.* (2019) qui l'interprètent comme le résultat d'une altération à basse température (55 °C) sous la paléosurface permo-triasique par des eaux souterraines contaminées par des fluides sodiques issus des dépôts évaporitiques triasiques. C'est un modèle possible qui, cependant, n'est pas sans poser quelques questions : (i)

$\gamma^2$ . **Granite monzonitique rosé à tendance leucocrate et gros grains, non porphyrique, à biotite dominante.** Ce faciès a été observé à proximité de Saint-Laurent-de-Cerdans où il forme un corps plurikilométrique recoupant le granite monzonitique précédent. Il est également observé à proximité du contact Nord du pluton (Le Paloumé) formant un filon d'extension kilométrique recoupant le contact entre la granodiorite à biotite et hornblende ( $\gamma^{3-4}_{bh}$ ) et le granite monzonitique à phénocristaux d'orthose ( $SL\gamma^3\pi$ ).

$L\gamma^1$ . **Granite alcalin rose, leucocrate, à orthose, albite, biotite et muscovite (Tour de Cabrens).** Ce faciès forme trois petits corps dans l'apophyse Sud du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans.

$SL\gamma^2_{mi}$ . **Granite ou microgranite rose, équigranulaire, en filons épais, souvent miarolitique, à biotites ferrofères.** Ces filons d'extension kilométrique forment un faisceau pour l'essentiel limité au toit du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, entre le Serrat de Cougoul et Coustouges.

**P. Pegmatites et aplites à orthose rouge et biotite, en filons épais, souvent à « druses » (secteur de Villeroge).** Pegmatites et aplites sont présentes dans tous les faciès en petits filons d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Cependant, un ensemble de grands filons de pegmatite orientés WNW-ESE est observé dans l'apophyse Sud du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans entre le Col des Massanes et Les Pignes.

$\mu\gamma^3$ . **Microgranite rouge (Forêt de Falgos).** Filons d'extension kilométrique orientés N-S à l'Est de Mont Negre.

### Magmatisme tardi-hercynien

$\mu\eta$ . **Microdiorite à biotite-hornblende.** Des filons de microdiorite quartzique à biotite-hornblende se rencontrent localement, en particulier sur la bordure Sud du pluton de Batère.

$v^4$ . **Lamprophyre à biotite et kersantite (282 Ma, K-Ar).** Ces roches sont présentes sous forme de filons, localement en faisceaux, recoupant tous les faciès. Ils sont assez abondants dans le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans,

---

le granite est directement recouvert en discordance par le Garumnien sans présence du Trias ; (ii) est-il pertinent d'envisager que la zone d'altération triasique, même épaisse, n'ai pas été davantage érodée avant le dépôt du Garumnien ; (iii) un examen attentif du granite montre que la rubéfaction, là où elle n'est pas trop intense, est spatialement liée à la présence des miaroles. Un modèle alternatif pourrait donc être une rubéfaction en lien avec une exsolution des fluides tardi-magmatiques éventuellement contaminés par des eaux superficielles.

notamment à l'Ouest du bourg éponyme (Coll des Colomines). Ils contiennent notamment des phénocristaux de biotite, plagioclase et amphibole (kaersutite).

**Q. Filon de quartz.** Filons et veines de quartz blanc se rencontrent dans l'ensemble des formations plutoniques et métamorphiques. Seuls quelques filons parmi les plus importants ont été cartographiés, notamment sur la bordure Sud du massif de Batère (Coll d'en Gros), au SE d'Arles-sur-Tech dans les orthogneiss du Roc-de-France, dans les monzogranites du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans au Sud de Serralongue, dans l'apophyse Sud du granite de Coustouges à proximité du château de Pradells et dans le granite de La Jonquera à l'Ouest du réservoir de Boadella (voir section *Évolution hercynienne*).

**rv. Roches volcaniques basiques (Permien probable ou Ordovicien).** 1 500 m à l'E de Coustouges affleure dans le Barranco dels Horts, intercalée entre les granites et le Garumien, une série de pélites et de laves mafiques sombres rapportée aux molasses stéphaniennes ; l'absence – si elle se confirmait – de métamorphisme de contact rend l'attribution à l'Ordovicien supérieur moins probable.

### Âge du plutonisme hercynien

#### *Les granitoïdes*

Le pluton de Batère n'est pas daté. Le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera a dans un premier temps été considéré comme permien, sur la base d'une isochrone Rb-Sr (roches totales avec tous les faciès) à **282 ± 5 Ma**, avec un rapport initial du Sr :  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  : 0,7106 ± 2 (Cocherie, 1984 ; Debon *et al.*, 1996), mais cet âge est très probablement rajeuni.

Des datations plus récentes en U-Pb sur monozircons pour des tonalites ( $\gamma^{4-5}_{\text{bh}}$ ) du pluton de La Jonquera donnent des âges fini-carbonifères plus conformes à ce qui est connu ailleurs :

- un âge de **299 ± 6 Ma** (Cocherie, 2008, inédit), à la base du pluton à l'E de las Illas (point reporté sur la carte) ; il s'agit d'âge recalculé d'après un âge minimum (Maurel, 2003 ; Caméca IMS 1270 Nancy) de **295 ± 7 Ma** ;
- trois âges laser-ICPMS-MC sur zircon (Paquette, 2011, inédit mais cité dans Denèle *et al.*, 2014 ; LA-ICP-MS Clermont-Ferrand) de **301,0 ± 2,1** et **293,5 ± 2,3 Ma** (base du pluton près de las Illas et de Riunoguès), et de **293,1 ± 1,3 Ma** (cœur du pluton près de Riunoguès) ; il faut noter que ces âges ont été modifiés par leur auteur à la suite d'une nouvelle analyse (J.-P. Paquette, 2014, inédit), respectivement, à **305,0 ± 2,1**, **303,6 ± 2,5** et **301,2 ± 2,4 Ma**, soit environ **303 ± 3 Ma** ;

– un âge de **311,0 ± 0,9 Ma** (près de Maçanet de Cabrenys ; Aguilar *et al.*, 2013 ; SHRIMP Stanford) ; les cœurs des zircons fournissent un âge de **314,2 ± 1,5 Ma**, faiblement mais significativement plus ancien.

Signalons aussi deux âges Ar-Ar sur hornblende et biotite respectivement (Maurel, 2003), indiquant que le pluton de La Jonquera s'est refroidi très rapidement en-dessous de  $550 \pm 50$  °C à **301,7 ± 2,9 Ma**, âge pratiquement confondu avec celui de la mise en place, et en dessous de  $325 \pm 25$  °C vers **286 Ma**.

Les granodiorites du massif du Roc de France et de la Garrotxa (Fàbrega *et al.*, 2019) ont fourni un âge EPMA U-Th-Pb<sub>total</sub> sur monazites assez imprécis de **298 ± 12 Ma**. Les feldspaths potassiques de ces roches, dans la Garrotxa, donnent un âge K-Ar de **283 ± 10 Ma**.

Le granite miarolitique rose de Coustouges ( $SLY^2_{mi}$ ) a été – difficilement – daté de **304 ± 5 Ma** en U-Pb sur monocristaux de zircons (SHRIMP Canberra), avec un héritage à **323,9 ± 2,7 Ma** (SHRIMP, Cocherie, 2001, inédit ; point indiqué sur la carte).

### **Les roches mafiques**

Elles ont été beaucoup moins étudiées. Les zircons d'un gabbro ( $\theta\eta Fe$ ) du stock de Céret (vers Fontfreda) ont fourni à C. Aguilar *et al.* (2013 ; SHRIMP Stanford) un âge U-Pb sur zircons de **307 ± 4 Ma**, avec des cœurs à **314 ± 2 Ma** mais aussi à **307,0 ± 3,5 Ma**. À noter que cet âge est identique à celui (**307 ± 1 Ma**) d'une diorite quartzite du complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère (voir notice Argelès-sur-Mer – Cerbère).

Un filon de lamprophyre situé juste au Sud du Pas du Loup a été daté en K-Ar sur amphibole (kaersutite) de **282 ± 11 Ma** (Debon *et al.*, 1996).

### **Conclusion**

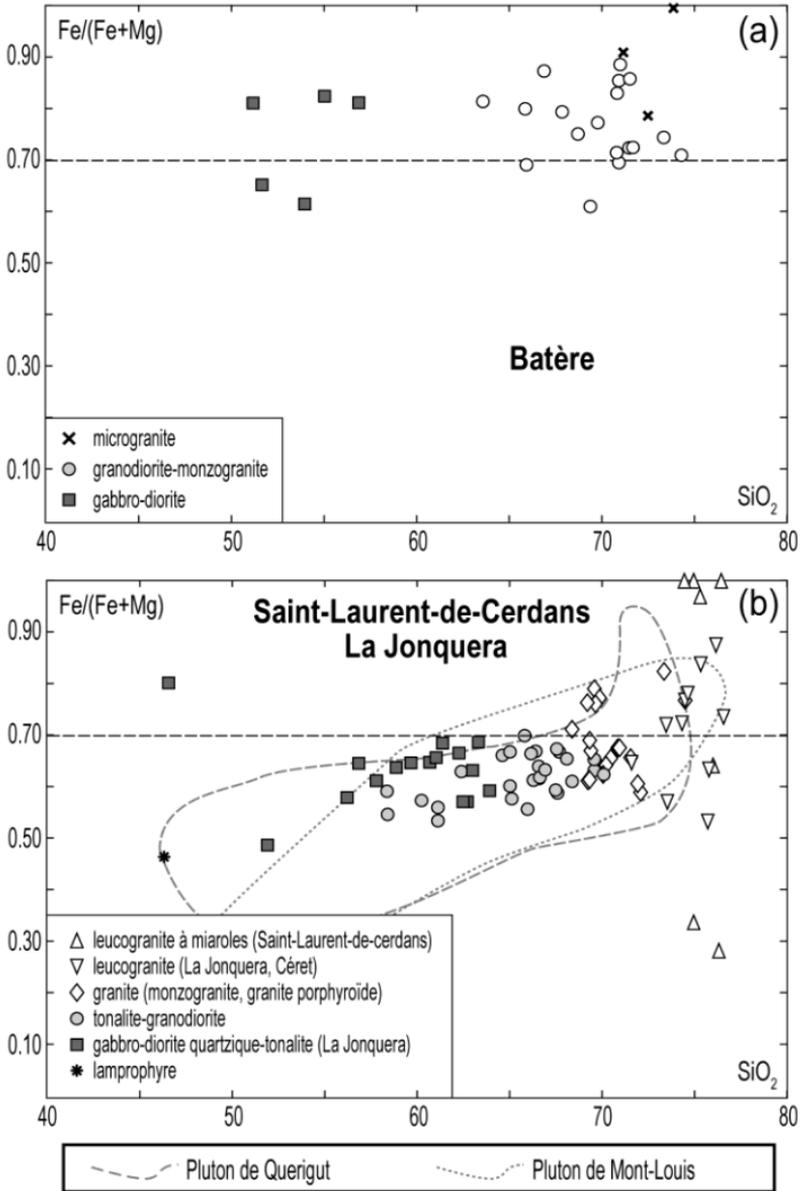
Certains âges obtenus dans le massif du Roc de France sur la feuille Arles-sur-Tech pour la mise en place des granitoïdes et des roches mafiques, âges qui vont de ~ 307 à ~ 299 Ma, entrent parfaitement dans la fourchette (309)**307-300(299) Ma** estimée pour la plus grande partie du magmatisme hercynien des Pyrénées ; d'autres âges (~ 315-310 Ma), parfois pour les mêmes roches, sont peu compatibles avec ce modèle. Les âges les plus anciens, supérieurs à 310 Ma, et surtout supérieurs à 320 Ma, sont donc beaucoup plus douteux ; à l'opposé, les âges plus jeunes, < 299 Ma, peuvent avoir été rajeunis ou liés à une phase ultime du plutonisme hercynien (Denèle *et al.*, 2014 ; Laumonier *et al.*, 2014). Il en résulte que le plutonisme principal date du Kasimovien et du Gzhélien (Asturien à Stéphano-Autunien).

## Géochimie du plutonisme hercynien

Nous présentons ci-dessous les principales caractéristiques chimiques des roches constituant les plutons de Batère et de Saint-Laurent-de-Cerdans ainsi que celles des faciès mafiques/ultramafiques de Saint-Jean-de-l'Albère (Mas Claret), de Mirailles-Vaillère (Sud Céret) et de la synforme de Fontfrède (Céret). Plus amples détails, notamment sur les données en éléments traces et sur les compositions isotopiques, peuvent être trouvés dans le récent article de M. Liesa *et al.* (2021).

### *Les granitoïdes*

La base de données en éléments majeurs utilisée ici comprend 26 analyses pour le pluton de Batère et 85 analyses pour le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera, couvrant l'ensemble des faciès pétrographiques, allant de gabbro à leucogranite. Ces données ont été extraites de la compilation réalisée par F. Debon pour le chapitre *Magmatisme hercynien* de la Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (Debon *et al.*, 1996) ainsi que des travaux d'A. Autran *et al.* (1970), A. Cocherie (1984), M. Liesa (1994) et M. Liesa *et al.* (1994, 2021). Les données relatives aux massifs de Quérigut et Mont-Louis utilisées à titre comparatif sont extraites de Debon *et al.* (1996) et de Soler et Enrique (1989). Les principales caractéristiques chimiques sont illustrées par les diagrammes de la Figure 9.



**Fig. 9 - Géochimie des granitoïdes hercyniens.** Diagrammes d'éléments majeurs pour les plutons de Batère et Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera : (a) et (b)  $Fe^*/(Fe^*+Mg)$  ; (c) et (d)  $ACNK-ANK$  ; (e) et (f)  $(Na_2O+K_2O-CaO)-SiO_2$ . Les champs compositionnels des massifs de Querigut et de Mont-Louis sont donnés pour comparaison.

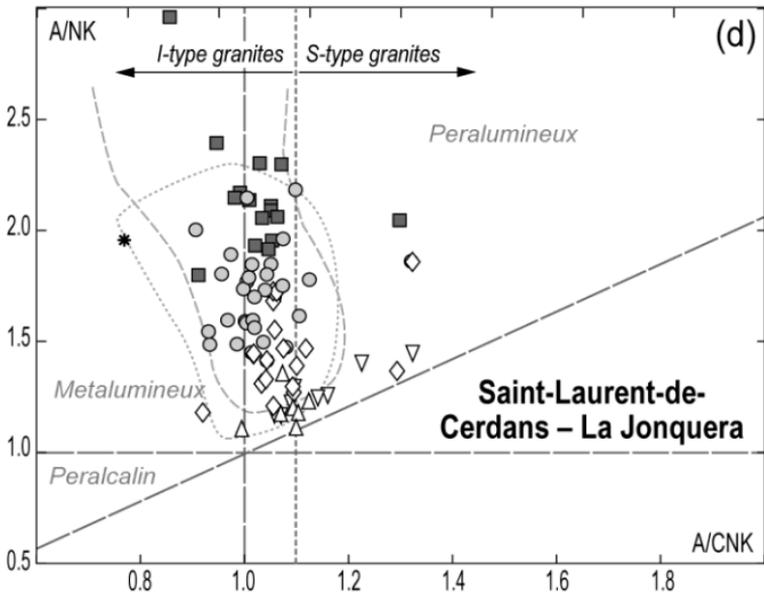
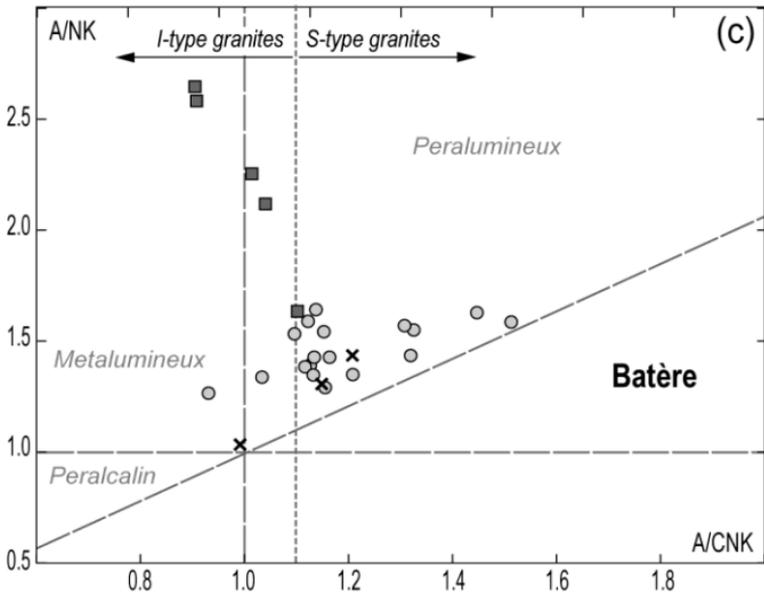


Fig. 9 (suite) - Géochimie des granitoïdes hercyniens.

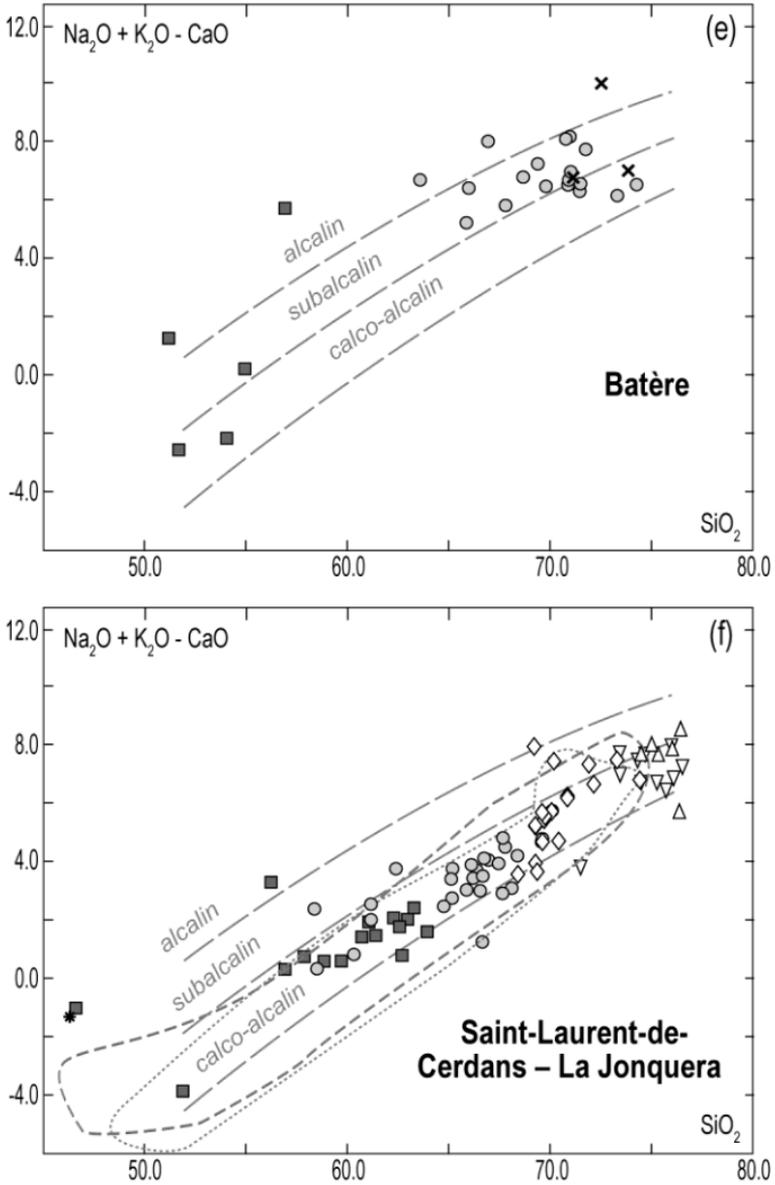


Fig. 9 (suite) - Géochimie des granitoïdes hercyniens.

Les plutons de Batère et de Saint-Laurent-de-Cerdans - La Jonquera appartiennent tous deux à la lignée fortement potassique, ils se différencient néanmoins assez nettement par leurs autres caractéristiques chimiques. Batère apparaît plus ferrifère ( $X_{\text{Fe}}$  généralement  $> 0,7$ ) et alumineux ( $\text{ACNK} \geq 1,1$  pour l'essentiel) avec un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial plus élevé (Cocherie, 1984) montrant une nette affinité avec les granites de type S. À l'inverse, Saint-

Laurent-de-Cerdans – La Jonquera apparaît plus calcique, moins ferrifère ( $X_{Fe} \leq 0,7$  excepté pour les faciès les plus différenciés) et moins alumineux ( $ACNK \leq 1,1$ ), ayant plutôt une affinité avec les granites de type I. On notera la grande similitude de chimisme entre le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera et les massifs de Quérigut et de Mont-Louis-Andorre suggérant que ces plutons dont la mise en place s'est faite dans un même laps de temps appartiennent à une même famille magmatique. Par contre, le massif de Batère forme une entité indépendante.

Concernant le massif de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera, les données de S. Fourcade et A. Allègre (1981) et de A. Cocherie (1984) sur les éléments traces et les isotopes du strontium et de l'oxygène ont été récemment étendues et complétées par des données isotopiques Sm-Nd (Liesa *et al.*, 2021). Nous n'en présentons ici que les principales conclusions. Concernant le massif de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera, les tonalites, granodiorites et granites présentent des spectres de terres rares fractionnés ( $La \geq 100$  fois les chondrites,  $Yb \geq 10$  fois les chondrites) et une anomalie négative modérée en Eu ( $Eu/Eu^* \geq 0,5$ ). À l'inverse, les granites à miaroles se distinguent par des teneurs en terres rares légères plus basses (40-70 fois les chondrites), des spectres plats, une très forte anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^* \sim 0,1$ ), un rapport  $(Gd/Yb)_N < 1$  et des teneurs plus fortes en Th, U et Ta suggérant l'implication d'un fluide magmatique, en cohérence avec l'abondance des miaroles. L'ensemble des faciès granitiques présente une anomalie négative nette en Nb et Ta. Sur la base du comportement des éléments traces et des valeurs de  $\delta^{18}O$ , A. Cocherie (1984) considère que les différents faciès pourraient être cogénétiques et issus d'un même magma dioritique-tonalitique par cristallisation fractionnée. L'auteur montre également que les faciès basiques auraient une origine mantellique avec une contamination crustale variable.

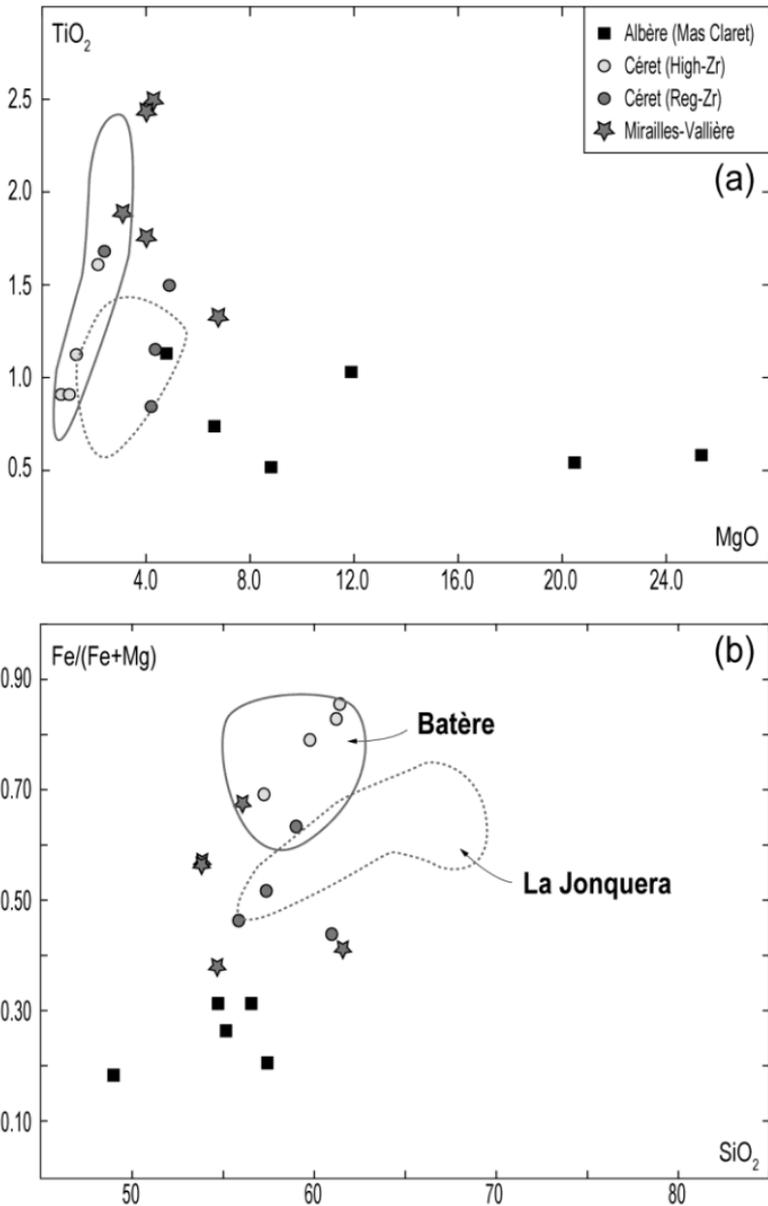
Ces conclusions sont confirmées par les données isotopiques de M. Liesa *et al.* (2021) – calculées à 300 Ma – qui montrent la notable homogénéité des compositions isotopiques des tonalites, granodiorites et granites du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera ( $-5,6 \leq \epsilon Nd(t) \leq -6,9$  ;  $0,710 \leq {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_i \leq 0,713$ ) suggérant la différenciation d'un magma initial homogène. Ces auteurs discutent, sans trancher, deux modèles possibles pour la genèse du magma parent, à savoir : (i) différenciation à partir d'un manteau métasomatisé dans un contexte de subduction ; (ii) fusion partielle de la croûte inférieure par sous-placage de magmas mafiques. Par ailleurs, cette étude montre que les leucogranites se distinguent des faciès du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera par leurs compositions isotopiques ( $-5,0 \leq \epsilon Nd(t) \leq -7,5$  ;  $0,716 \leq {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_i \leq 0,722$ ), valeurs interprétées en termes de fusion partielle des orthogneiss et métapélites des séries encaissantes ; cette origine anatectique avait déjà été proposée par A. Autran *et al.* (1970).

### ***Les roches mafiques et ultramafiques***

La base de données consiste en 19 analyses, surtout en éléments majeurs (Debon *et al.*, 1991 ; Liesa *et al.*, 2021), collectées dans les massifs mafiques/ultramafiques de Saint-Jean-de-l'Albère (Mas Claret), de Mirailles-Vallière (Sud-Céret) et de la synforme de Céret (Fontfrède). Les teneurs en silice sont comprises entre 44 et 57 %. M. Liesa *et al.* (2021) distinguent deux groupes parmi les roches de Céret sur la base des teneurs en Zr (*High-Zr* et *Regular-Zr*). Quatre groupes de roches peuvent ainsi être identifiés (**Fig. 10**) :

- un faciès Céret riche en Zr (> 1 250 ppm) caractérisé par des teneurs basses en MgO (1,1-2,2 %) et CaO (5,2-7,4 %), les teneurs en TiO<sub>2</sub> restant basses (0,9-1,6 %) ;
- un faciès Céret plus pauvre en Zr (125-277 ppm) caractérisé par des teneurs en MgO (2,5-5,0 %) et CaO (6,9-8,1 %) plus élevées, les teneurs en TiO<sub>2</sub> restant basses (0,8-1,7 %) ;
- un faciès Mirailles-Vallière montrant des teneurs en MgO (3,2-4,5 %) et CaO (6,9-9,6 %) analogues au faciès précédent mais avec les teneurs en TiO<sub>2</sub> plus élevées (1,3-2,5 %) ;
- un faciès Albère marqué par des teneurs en MgO (4,8-25,5 %) et CaO (4,5-10,3 %) élevées et des teneurs en TiO<sub>2</sub> basses (< 1,1 %).

Les rapports Fe/Mg caractérisent un ensemble magnésien (Saint-Jean de l'Albère) et un ensemble ferrifère avec des rapports croissants de Mirailles-Vallière et Céret *Reg-Zr* à Céret-*High-Zr*.



**Fig. 10 - Géochimie des roches mafiques et ultramafiques hercyniennes.** Diagramme (a) TiO<sub>2</sub>-MgO et (b) Fe/(Fe+Mg)-SiO<sub>2</sub> pour les faciès mafiques et ultramafiques de la feuille d'Arles-sur-Tech (Céret) et de Saint-Jean-de-l'Albère). Les faciès mafiques ( $\leq 57\%$  SiO<sub>2</sub>) des massifs de Batère et La Jonquera sont donnés pour comparaison.

Les spectres de terres rares sont peu fractionnés, plats ou concaves, avec des anomalies en Eu légèrement négatives ou positives. Une anomalie négative en Nb-Ta caractérise l'ensemble de ces faciès. Les compositions isotopiques les plus primitives sont observées dans les roches mafiques du Mas Claret ( $-0,7 \leq \varepsilon\text{Nd}(t) \leq -3,0$  ;  $0,704 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_i \leq 0,706$ ), tandis que celles de Céret ont une composition ( $-6,1 \leq \varepsilon\text{Nd}(t) \leq -8,1$  ;  $0,710 \leq {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_i \leq 0,712$ ), soit proche de celles des granites de Saint-Laurent-de-Cerdans, soit légèrement déplacée vers le pôle crustal (migmatites) (voir Liesa *et al.*, 2021, **Fig. 10**). Liesa *et al.* (2021) considèrent que l'ensemble magnésien de Saint-Jean-de-l'Albère (Mas Claret) dérive d'une source mantellique avec peu de contribution crustale ; cependant le caractère hydraté du magma attesté par l'abondance de l'amphibole et l'enrichissement en LILE impliquerait un manteau métasomatisé. Le chimisme des faciès mafiques de Céret (synforme de Fontfrède) suggère une contribution crustale plus importante et un composant mantellique également métasomatisé. M. Liesa *et al.* (2021) présentent une discussion détaillée de la genèse de ces faciès mafiques.

## CYCLE ALPIN

Les terrains posthercyniens sont très peu conservés dans la ZA sud-orientale : synclinal d'Amélie-les-Bains au Nord (se poursuivant sur la feuille Céret) ; synclinal de Darnius au Sud-Est ; zone de Masarac (feuille La Jonquera). Mais ils constituent l'essentiel de la ZSP, y compris les klippes de Coustouges, de Bac Grillera et de Biure (feuille Figueres). Du point de vue de l'âge des terrains, il faut distinguer :

- des domaines à Mésozoïque (Trias, Lias, Crétacé supérieur) incomplet : synclinal d'Amélie-les-Bains, zone de Masarac, klippes de Coustouges, Bac Grillera et Biure ;
- des domaines sans Mésozoïque mais avec un Garumnien continental (Maastrichtien *p.p.* et surtout Paléocène) qui est directement discordant sur le socle : unités du Roc de France (y compris le synclinal de Darnius) et de Saint-Laurent-de-Cerdans, Haute Garrotxa.

L'Éocène n'est présent que dans la ZSP, à l'exception des klippes qui en sont dépourvues.

## Formations mésozoïques

Les formations mésozoïques apparaissent dans deux positions structurales distinctes :

- en couverture autochtone sur le socle hercynien, dans le synclinal d'Amélie-les-Bains et la zone de Masarac (Trias et Crétacé supérieur) ;
- en position allochtone dans les klippes sud-pyrénéennes de Bac Grillera et de Biure (Trias supérieur, Lias et Crétacé supérieur) et de Coustouges (Crétacé supérieur).

### **Le Trias du synclinal d'Amélie-les-Bains**

La série d'Amélie-les-Bains (Papa, 1984) se présente sous la classique succession tripartite du Trias germanique avec, de bas en haut, une séquence argilo-gréseuse et conglomératique rouge (Buntsandstein), une séquence carbonatée double (Muschelkalk) et une séquence argilo-carbonatée et évaporitique (Keuper). Une coupe pratiquement continue peut être réalisée à la sortie Est d'Amélie-les-Bains, entre le lit du Tech, la falaise NNW-SSE au-dessus de la route et la Gau (*els Gaus*).

La présence de Permien à la base de la séquence inférieure, initialement envisagée, n'est plus retenue (Lucas, 1977). Le terme carbonaté supérieur a pu être attribué au Lias, voire au Dogger (Autran *et al.*, 1958 ; Guitard et Ricour, 1958), sur la base de la forme jeune d'une ammonite du genre *Paroniceras* et de quelques organismes moins caractéristiques (bivalves des genres *Astarte* et *Posidonia*). Cette attribution a été disqualifiée par la découverte, dans ces mêmes niveaux, de restes de vertébrés (dents de poissons rapportés aux genres *Colobodus*, *Perleidus* et *Birgeria*, squelette très bien conservé d'un petit reptile sauroptérygien du genre *Pachypleurosaurus* ; Mazin et Papa, 1982 ; Mazin et Martin, 1983 ; Papa, 1984) et de formaminifères benthiques (Fréchengues *et al.*, 1990) qui attestent un âge ladino-carnien. En conséquence, il est improbable que le Lias existe dans le synclinal d'Amélie-les-Bains.

**t1-3. Conglomérats, grès et schistes lie-de-vin (Anisien).** Épais de 25-35 m, le Buntsandstein est discordant sur des métapélites préhercyniennes et sur les microgranites hercyniens qui les recoupent ; sous la discordance, ces terrains sont souvent rougis. De bas en haut, il est constitué par :

- environ 25 m d'argilites rouge violacé à taches vertes et nodules dolomitiques jaune ocre, de grès à ciment dolomitique et localement à la base de conglomérats ;
- environ 10 m d'une séquence à tendance évaporitique débutant par des conglomérats à galets de quartzites (mais aussi lydiennes noires, schistes, marbres et clastes argilitiques), et se poursuivant par des pélites versicolores, des grès rougeâtres à nodules blancs de barytine et de minces lits dolomitiques.

Cette séquence fluviatile (chenaux à remplissage grés-conglomératique, dépôts de plaine d'inondation, etc.) est pour l'essentiel attribuée à l'Anisien inférieur, la présence de Trias inférieur étant plus douteuse.

**t3-5. Dolomies, calcaires (Anisien - Carnien inférieur).** Le Muschelkalk, épais de 80-85 m, est constitué de trois termes, de bas en haut :

- une barre épaisse de 20-30 m, formée de dolomies grises, massives, cagneulisées à la base, à encrines et stromatolithes (rares) et birdseyes (*fenestrae*), et se terminant par 5 m de dolomies noires ; ce niveau a été exploité pour dolomie frittée à Montbolo (feuille Céret) jusqu'en 1968 ;

- environ 15 m d'argilites gris jaunâtre intercalées de dolomies, de calcaires dolomitiques jaune ocre cargneulisés en bancs minces et de gypse (non visible à l'affleurement) ;
- une barre épaisse d'environ 40 m, formée par 8 m de calcaires dolomitiques gris à la base, ensuite par 10 m de calcaires micritiques vermiculés (bioturbations) présentant parfois des cordons de silex et des passées bioclastiques à bivalves (*Lingula tenuissima*), gastropodes, échinodermes et dents de vertébrés, puis par 15 m d'une alternance de calcaires gris foncé, laminés et ondulés (faciès Wellenkalk) dans lesquels a été trouvé le *Pachypleurosaurus sp.* (cf. *supra*) et de calcaires dolomitiques, et enfin par 10 m de calcaires et dolomies bréchifiées (brèches de dissolution).

Selon M. Fréchengues *et al.* (1990), il faut rapporter les deux premiers termes à l'Anisien supérieur - Ladinien inférieur et le terme supérieur au Ladinien supérieur - Carnien inférieur ; selon J. M. Casas et P. Torrades (2010), le terme intermédiaire serait ladinien supérieur, d'après la présence du conodonte *Pseudofurnishius murcianus*.

**t5-6. Calcaires argileux, argiles et gypses (Carnien supérieur - Norien).** D'épaisseur indéterminée, le Keuper est constitué d'argilites grises ou rouges et vertes gypseuses à quartz bipyramidés, de rares lits de calcaires argileux cargneulisés et d'importantes masses de gypse. Le gypse a été remobilisé dans les principaux accidents tectoniques ; il constitue notamment l'écaille de Reynès, où il a été activement exploité.

### ***Le Trias supérieur et le Lias de la nappe du Bac Grillera***

Ces formations sont bien représentées dans les écailles de la nappe (klippe) de Bac Grillera (Estevez, 1973 ; Vachard *et al.*, 1990). Le Keuper (cargneules, gypse) a été signalé à la base de la klippe de Coustouges (première édition de la feuille Prades, 1920 ; Casteras et Auriol, 1958c) mais ces terrains sont ici attribués au Garumnien (cf. *infra*).

**t6. Argilites versicolores (Norien).** D'épaisseur variable pouvant atteindre 150 m, le Keuper est représenté par des argilites ou des marnes versicolores à cristaux de quartz bipyramidé et de gypse, passant vers le haut à des niveaux marno-dolomitiques plus ou moins cargneulisés.

**t7. Alternance de dolomies et des marnes (Rhétien).** Épaisse de moins de 60 m, cette formation est constituée d'une alternance de marnes ou d'argilites, de dolomies argileuses en plaquettes et de calcaires oolithiques bioclastiques. Le faciès, classique, les foraminifères et les pollens permettent d'attribuer cette formation au Rhétien (inférieur).

**11. Hettangien.** Essentiellement carbonaté, l'Hettangien, épais de 160-170 m, est constitué de trois membres qui sont, du bas vers le haut :

11a. **Calcaires massifs** (env. 20-30 m). Le membre inférieur constitue une barre de calcaires mal stratifiées, recristallisés et localement dolomitisés.

11b. **Dolomies et calcaires dolomitiques** (env. 40 m). Le membre médian, plus tendre, est constitué par une alternance (pluri)décimétrique de calcaires et de calcaires dolomitiques.

11c. **Brèche massive à éléments calcaires et dolomitiques** (env. 100 m). Le membre supérieur est constitué par une mégabrèche sédimentaire à éléments calcaires et dolomitiques. Ces blocs sont datés paléontologiquement de l'Hettangien et sont de dimensions très variables, certains pouvant atteindre 10 m de diamètre. Il s'agit de brèches de dissolution, peut-être liées à des jeux de faille.

12. **Calcaires (Sinémurien ou Dogger ?)**. Cette formation calcaire, la plus élevée du Jurassique, renferme une faune (*Pentacrinus scalaris*, *Terebratula sp.*, *Rhynchonella* du groupe *tetraedra*, *Liogrypha sp.*, pectens) qui indiquerait le Sinémurien (Estevez, 1973) mais plutôt le Dogger selon D. Vachard *et al.* (1990), ce qui impliquerait la lacune du Lias moyen-supérieur.

### ***Le Crétacé supérieur (Santonien à Maastrichtien) de l'autochtone d'Amélie-les-Bains et des klippes de Coustouges et Bac Grillera***

Seul le Crétacé supérieur élevé (Santonien supérieur à Maastrichtien) existe dans la région. Il forme une séquence marine épaisse de 400 à 500 m, uniquement présente dans le synclinal d'Amélie-les-Bains, la zone de Masarac et les klippes de la ZSP (Coustouges, Bac Grillera) où il repose en discordance cartographique majeure sur le Trias, ou sur le Lias quand il existe. Ailleurs (synclinal de Darnius, ZSP), il est absent, le Garumnien étant discordant directement sur le socle hercynien.

c4. **Grès, argilites et marnes (Santonien supérieur à Campanien *p.p.*)**. Dans le synclinal d'Amélie-les-Bains, cette formation épaisse d'environ 150 m est connue sous le nom de *Grès du Mas d'en Griffe* (Casteras et Auriol, 1958a ; toponyme aujourd'hui disparu) ou de *Grès du Mas Gaou* (Bilotte, 1985 ; aujourd'hui, *els Gaus*) ; elle repose, soit sur le Keuper, soit sur le sommet du Muschelkalk. La base est constituée par une dizaine de mètres d'une alternance d'argilites gréseuses bariolées et de grès carbonatés contenant des graviers de quartz peu roulés ainsi que des cristaux de quartz bipyramidés probablement remaniés du Keuper sous-jacent. Le reste de la formation est constitué essentiellement par des bancs de grès grossiers à microconglomératiques, roses ou gris, séparés par des niveaux pélito-gréseux. On peut distinguer, au cœur de cette série une passée d'une trentaine de mètres d'un conglomérat rouge, à éléments de quartz et de schistes du socle paléozoïque, associé à des pélites couleur lie-de-vin. L'ensemble est azoïque.

Dans la klippe de Bac Grillera, les faciès sont plus distaux. Les microconglomérats rouges et les grès ocre de base sont surmontés par des biocalcarénites à bivalves et coraux (25 m) puis par une alternance de marnes grises et de siltites fossilifères à foraminifères, huîtres, pectens, brachiopodes, coraux et rudistes (*Marnes de Carbonils*, 100 m), attribuées au Santonien supérieur (Caus et Vincens, 1984).

**c5. Calcaires à rudistes (Campanien).** Dans le synclinal d'Amélie-les-Bains, au-dessus des grès inférieurs, avec un passage progressif mais rapide, viennent 60 à 70 m de calcaires marno-gréseux gris bleuté à patine rousse alternant avec des grès grossiers souvent feldspathiques, des grès marneux et des silts (*Couches à Radiolitidés*, Casteras et Auriol, 1958a ; *Couches à Rudistes = Membre supérieur des Grès du Mas Gaou*, Bilotte, 1985). Les calcaires marno-gréseux sont très fossilifères et renferment des rudistes variés (*Hippurites lamarki*, *H. lapeirousei*, *Praeradiolites boucheroni*, *P. similivalvis*, *Apricardia* aff. *sicoris*), des polypiers (*Cyclolites*), des bivalves, des foraminifères benthiques, etc. ; l'ensemble de cette faune indique le Campanien, plutôt supérieur.

Dans la klippe de Bac Grillera, les Calcaires à rudistes, épais de 10-25 m, sont également rapportés d'après les rudistes et les foraminifères au Campanien (Caus et Vincens, 1984) ; dans la klippe de Coustouges, ils sont associés à des calcaires à polypiers siliceux et pectens (Casteras et Auriol, 1958a). Dans le cadre du levé de la feuille Arles-sur-Tech, les Calcaires à rudistes de la klippe de Coustouges ont livré un rudiste (*Pseudovaccinites robustus* ; M. Bilotte, détermination inédite) et un foraminifère benthique (*Pseudosiderolites vidali* ; C. Bourdillon, détermination inédite) qui confirment l'âge campanien.

**c5-6. Grès, argilites et calcaires gréseux à lumachelles (Campanien-Maastrichtien).** Dans le synclinal d'Amélie-les-Bains, cette formation (*Marnes de Can Damoun*) ; Bilotte (1985), affleure bien aux alentours et au sud du lotissement de Can Tourmente, à l'E d'Amélie-les-Bains. Il s'agit d'un complexe marno-gréseux et calcaréo-dolomitique de milieu lagunaire, riche en huîtres, qui se caractérise par la disparition brutale des couches à rudistes et à polypiers. Son épaisseur totale peut être estimée à 250 m. Elle est formée, de bas en haut, par :

- 20 à 30 m de marnes noires homogènes à passées gréseuses et nodules calcaires ;
- environ 170 m de *Couches à huîtres* (Casteras et Auriol, 1958a), alternance de grès, de marnes, de calcaires dolomitiques et de calcaires gréseux lumachelliques à *Ostrea verneuilli*, brachiopodes (rhynchonelles, térébratules), pectens, gastropodes et débris charbonneux ; vers le haut, les niveaux calcaires et les fossiles se raréfient. *Ostrea verneuilli* indique un âge campanien supérieur à maastrichtien, confirmé par des foraminifères benthiques comme *Meandropsina vidali* ; Bilotte, 1985) et *Albrardia*

*catalaunica*, *Nummofallotia cretacea*, etc. (C. Bourdillon, détermination inédite).

Dans la klippe de Bac Grillera, une séquence analogue est décrite (Caus et Vicens, 1984), soit de bas en haut :

- des grès microconglomératiques à ciment carbonaté (7-24 m) ;
- une alternance (175 m) de grès, de lutites, de marnes et de calcarénites riches en rudistes, polypiers et foraminifères d'âge campanien moyen-supérieur ;
- environ 100 m de marnes à passées ligniteuses, de grès fins et de rares calcarénites, rapportés au (Campanien-)Maastrichtien.

Dans la klippe de Coustouges, la base de la séquence montre des passées ligniteuses jadis exploitées artisanalement et au sommet, des faciès ligniteux saumâtres à cyrènes (Casteras et Auriol, 1958c) et des calcaires lacustres.

Le Crétacé supérieur est ainsi constitué de trois formations qui s'organisent globalement en un cycle transgressif-régressif (Bilotte, 1984). La phase transgressive est représentée par la formation du Mas Gaou ; on y observe le remplacement de terrigènes grossiers par les calcaires marneux-gréseux à rudistes, indice d'ouverture vers une plate-forme mixte (carbonatée et terrigène) très proximale ; la phase régressive s'observe avec la mise en place de faciès lagunaires et confinés à huîtres.

### **Formations paléogènes (Maastrichtien *p.p.* à Éocène)**

#### ***Garumnien (Maastrichtien supérieur à Thanétien)***

Les épais dépôts continentaux rouges qui se situent entre les sédiments marins du Maastrichtien inférieur et ceux de l'Ilerdien inférieur sont rapportés dans les Pyrénées centro-méridionales à la **Formation de Tremp** (Mey *et al.* (1968) ou **Groupe de Tremp** (Cuevas, 1992). Récemment (Rosell *et al.*, 2001 ; Pujalte et Schmitz, 2005 ; Riera Rubio, 2010), la division en quatre unités diachrones de cette séquence a été précisée, soit de bas en haut :

- l'Unité grise, lagunaire, constituée de lutites grises intercalées de niveaux ligniteux, calcaires et gréseux, à restes de vertébrés (dinosaures), d'âge maastrichtien ;
- l'Unité rouge inférieure, fluviatile et palustre, formée de lutites rouges à oncolithes et paléosols et à intercalations de grès, d'âge maastrichtien, danien au sommet ;
- les Calcaires de Vallcèbre, lacustres, à charophytes et microcodium, passant latéralement à des lutites, d'âge dano-montien ;

– l'Unité rouge supérieure, fluviatile, constituée de lutites rouge intense, à microcodium, oncolithes, grès et conglomérats et gypses, d'âge thanétien, ilerdien basal au sommet.

Dans les Pyrénées orientales, on continue d'utiliser l'ancien terme de Garumnien (Leymerie, 1862) pour désigner ces couches. Sur la feuille Arles-sur-Tech, le Garumnien est constitué par une séquence rouge continentale, torrentielle, fluviatile et lacustre, d'épaisseur relativement faible et variable (50-200 m), qui repose en discordance directe sur le socle hercynien de la bordure méridionale des unités du Vallespir (feuille Prats-de-Mollo), du Roc de France (y compris le synclinal de Darnius) et de Saint-Laurent-de-Cerdans, ainsi que sur celui des boutonnières de la Garrotxa et de Terrades ; c'est aux environs de Coustouges, en particulier, que le Garumnien, incliné à 60° vers le S dans le pli de rampe frontale (flexure bordière) du chevauchement de Saint-Laurent-de-Cerdans, est le plus spectaculaire. À Amélie-les-Bains ainsi que dans les klippes de Coustouges et de Bac Grillera, le Garumnien surmonte le Crétacé supérieur marin avec lequel il paraît concordant, sauf dans l'écaille supérieure de Bac Grillera, où il est décrit comme discordant sur le Lias. Sur la carte, il a été subdivisé en cinq termes dont les limites sont certainement diachrones ; les corrélations avec le Groupe de Tremp sont possibles mais difficiles.

c6Gcg. **Conglomérats grossiers rouges.** Quand le Garumnien est discordant sur le socle, sa base est généralement constituée de conglomérats (jusqu'à 40 m d'épaisseur) à galets de quartz blanc (quartz filonien) et plus rarement de granite dans une matrice grés-silteuse de couleur lie-de-vin ; les galets peuvent parfois atteindre une taille (pluri-)décimétrique. Les niveaux conglomératiques sont interstratifiés vers le haut avec des niveaux de grès et d'argilites violacés mais les conglomérats restent dominants. Dans l'écaille supérieure de la klippe de Bac Grillera, des brèches (debris flows à éléments liasiques) déposées directement sur le Lias déjà déformé sont rapportées à la base du Garumnien (Estevez, 1973).

c6Ga. **Alternance de conglomérats, grès et argilites rouges.** Surmontant les conglomérats de base et probablement aussi en équivalence latérale, ce membre, épais d'environ 100 m, s'en distingue par une proportion de grès et d'argilites de couleur lie-de-vin plus importante au détriment des niveaux conglomératiques. La matrice est toujours riche en feldspaths détritiques et montre parfois des fragments de lignite et des débris des schistes paléozoïques. Vers le haut de la série apparaissent plusieurs niveaux calcaires lacustres gris rosé, noduleux, d'épaisseur métrique.

e1Gc. **Calcaires lacustres.** Il s'agit de calcaires lacustres micritiques gris bleuté, généralement bien stratifiés, à oncolithes centimétriques et bouquets de *Microcodium*. Ces calcaires ont une épaisseur réduite, 10 à 25 m, mais constituent une barre bien repérable dans le paysage, en particulier dans la région de Lamanère ; du fait de l'écaillage alpin, ils peuvent manquer (région

de Coustouges). Au Nord-Ouest de la klippe de Bac Grillera (écaïlle des Horts), ils forment deux barres calcaires séparées par un niveau conglomératique.

e1GMm. **Marnes à *Microcodium***. Dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Papa, 1984), le Garumnien, épais de 200 à 300 m, serait constitué de bas en haut par :

- un complexe d'argilites rouges (100 m) surmontant en continuité les *Couches à huîtres* maastrichtiennes et s'enrichissant vers le haut en grès microconglomératiques et conglomérats dans lesquels on peut voir l'équivalent des termes de base de la série de Coustouges ;
- deux barres de 20 m d'épaisseur formées de calcaires lacustres à bouquets de *Microcodium* et grains de quartz, séparées par 75 m de marnes et calcaires noduleux roses ; la barre supérieure présente à sa base un niveau conglomératique remaniant les calcaires inférieurs et à rares galets de quartz ; ce dispositif rappelle celui observé dans l'écaïlle des Horts de la klippe du Bac Grillera ; cependant, pour les auteurs de la carte, il n'est pas exclu qu'il puisse s'agir d'une barre calcaire unique redoublée par un pli synclinal, sous le chevauchement des Aspres ;
- 70 m au moins de marnes roses à *Microcodium* et de calcaires nodulés rosés à oncolithes.

Sur la carte, l'ensemble du Garumnien, dans lequel existent certainement le Maastrichtien et le Paléocène, a été représenté de manière indifférencié sous l'indice e1GMm.

e1GM. **Marnes à gypse et/ou cargneules**. Ce niveau, formé de marnes, de brèches (cargneules) et localement de gypse, jalonne toujours le contact tectonique entre le Garumnien et l'Ilerdien marin (Formation de Sagnari, e4S). Bien qu'il ait pu être rapporté au Trias à la base de la klippe de Coustouges (*cf. supra*), l'attribution de cet horizon au Garmunien paraît préférable, sur la base des données de terrain.

Par comparaison avec le Garumnien des Pyrénées centro-méridionales, les Calcaires lacustres (e1Gc) seraient équivalents aux Calcaires de Vallcebre dano-montiens, les deux termes sous-jacents (c6Gcg-c6Ga) se corrélant alors à la partie supérieure de l'Unité rouge inférieure, maastrichto-danienne ; dans ce cas, l'Unité rouge supérieure ne serait représentée que par les gypses et cargneules (e1GM). Cependant, pour les auteurs de la feuille Maçanet de Cabrenys (Liesa *et al.*, 1994), les Calcaires lacustres bien lités, les gypses et les cargneules, correspondraient plutôt à la partie supérieure de l'Unité rouge supérieure, thanétienne, les Calcaires de Vallcebre n'étant représentés que par 2 m de calcaires noduleux tels ceux décrits plus haut au sommet de l'Alternance c6Ga, et noyés dans des lutites rouges qui correspondraient alors aux deux Unités rouges. En résumé, l'âge – entièrement paléocène, ce qui aujourd'hui paraît le plus probable (Rosell, 2001), ou maastrichtien-paléocène – du Garumnien de la feuille Arles-sur-Tech reste problématique.

Pour être complet, signalons que, selon P.-J. Combes *et al.* (2003) et B. Peybernès *et al.* (2014), des micro- et des nannofossiles marins d'âge danosélandien (Paléocène) seraient conservés dans des remplissages de poches karstiques affectant les marbres de Canaveilles et les calcaires triasiques des environs de Montbolo (synclinal d'Amélie-les-Bains), ce qui aurait comme conséquence, notamment, la quasi-absence de déformations post-crétacées. Tout ceci a été contesté par J. Canérot *et al.* (2006) pour qui les remplissages sont essentiellement quaternaires et continentaux.

### ***Éocène (Ilerdien à Lutétien moyen)***

À l'Éocène inférieur-moyen, le versant Sud des Pyrénées en cours de structuration constitue un bassin flexural d'avant-pays, le bassin sud-pyrénéen, dont le remplissage présente un caractère syntectonique remarquable dû à la construction progressive, du N vers le S, du *fold-and-thrust belt* sud-pyrénéen ; en réponse à cette évolution tectonique, le bassin sud-pyrénéen, d'abord marin puis continental, migre progressivement, lui aussi, du N vers le S, entre le domaine tectonisé et l'avant-pays (Puigdefàbregas et Souquet, 1986). Seule une partie de ce bassin est aujourd'hui conservée et constitue, après déformations, la ZSP, les dépôts éocènes qui ont pu recouvrir la ZA ayant été érodés. À l'Éocène supérieur, la sédimentation est rejetée dans l'avant-pays pyrénéen, au S de la ZSP.

Quatre séquences tectono-sédimentaires majeures ont été définies pour l'Éocène inférieur-moyen de la ZSP (Barnolas et Gil-Peña, 2001; Serra-Kiel *et al.*, 2003 ; Barnolas *et al.*, 2004) (**Fig. 11**), la base de chaque séquence correspondant à une transgression et un approfondissement rapide du bassin (au moins au centre-Sud du bassin) causés par une accélération de la subsidence d'origine tectonique, le sommet correspondant à un maximum régressif :

- séquence 1 (Cadí) : Ilerdien et Cuisien inférieur (56-52 Ma) ; la base de cette séquence coïncide avec une élévation eustatique importante du niveau marin ;
- séquence 2 (Campdevàrol) : Cuisien moyen-supérieur et Lutétien inférieur (52-46 Ma) ;
- séquence 3 (Bellmunt) : Lutétien moyen-supérieur (46-41 Ma) ;
- séquence 4 (Milany) : Bartonien (41-38 Ma).

Chaque séquence comporte plusieurs formations passant verticalement et horizontalement les unes aux autres selon un dispositif complexe dont la lecture est rendue difficile par l'intensité de la tectonique alpine syn- à post-sédimentaire (voir chapitre tectonique), en particulier dans la zone de la Garrotxa (Martínez *et al.*, 1989 ; Pujadas *et al.*, 1989 ; Liesa *et al.*, 1994; Martínez *et al.*, 1994 ; Tosquella et Samsó, 1996 ; Giménez-Montsant et Salas, 1997 ; Vergés *et al.*, 1998 ; Garcés *et al.*, 2020 ; Calvet *et al.*, 2021). Sur la feuille Arles-sur-Tech, seules les séquences 1 et 2 et la base de la

séquence 3 sont observables, les termes plus récents n'étant conservés que plus au Sud (feuille Olot). Par ailleurs, en ce qui concerne les séquences 1 et 2, seuls les dépôts de la partie centrale du bassin sont observables, les domaines plus proximaux (au Nord) étant érodés et les domaines plus distaux n'étant développés que plus au Sud. À cette polarité N-S se superpose, au Cuisien moyen-supérieur surtout, une polarité E-W, avec une zone haute en partie érodée et des environnements fluvio-deltaïques à l'E (feuille Figueres) et une zone profonde, turbiditique, à l'W (feuille Ripoll).

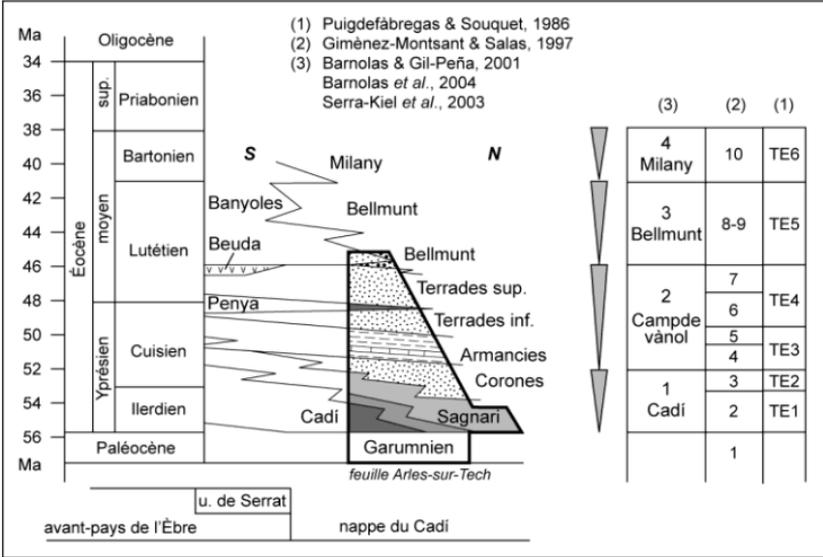
Du point de vue litho- et chronostratigraphique selon lequel les terrains vont être décrits, on reconnaît, sur le territoire de la feuille Arles-sur-Tech :

- les Formations du Cadí et de Sagnari (= partie inférieure de la séquence 1) à l'Ilerdien - Cuisien inférieur ;
- la Formation de Coronas (= partie supérieure de la séquence 1 et base de la séquence 2), au Cuisien inférieur ;
- les Formations d'Armancies, de la Penya et de Terrades (= séquence 2) au Cuisien moyen-supérieur et au Lutétien inférieur ;
- la Formation de Bellmunt (= partie inférieure de la séquence 3) au Lutétien moyen.

Bien que ces formations soient diachrones et rajeunissent du N vers le S, sur la feuille Arles-sur-Tech, du fait de l'étroitesse de la ZSP affleurant (7 km, alors que la ZSP est large de 9 à 10 km), le diachronisme reste faible. Enfin, comme pour la période considérée (Ilerdien à Lutétien moyen) le domaine étudié se place au centre du bassin, la succession est quasi continue, sans lacunes marquées.

La partie inférieure de la séquence 1 (Cadí) est constituée de trois formations de même âge (Ilerdien basal à Cuisien basal) initialement déposées du S vers le N :

- la Formation du Cadí, quasi autochtone par rapport au socle et au tégument garumnien de la Garrotxa ;
- les faciès de transition, subautochtone et chevauchant vers le S la précédente ;
- la Formation de Sagnari, largement allochtone sur les faciès de transition.



**Fig. 11 - Cadre litho- et chronostratigraphique de l'Éocène sud-pyrénéen oriental.**

L'Éocène sud-pyrénéen est organisé en quatre séquences majeures (1, 3), chacune correspondant à un cycle transgressif-régressif dont le déterminisme est tectonique, et dix séquences de dépôt (2) en termes de stratigraphie séquentielle. Chaque séquence majeure comprend plusieurs formations dont les limites sont généralement diachrones. Seules la partie centrale du bassin sud-pyrénéen et la moitié inférieure de la série éocène-oligocène (séquences 1 et 2, base de la séquence 3) sont visibles sur la feuille Arles-sur-Tech (encadrée). Figure réalisée d'après les publications citées (1, 2, 3), modifié d'après Garcés *et al.* (2020) et Calvet *et al.* (2021).

**e4Ca. Formation du Cadi : calcaires à Alvéolines (Ilerdien).** Classiquement connue sous le nom de *Calcaires à alvéolines*, cette formation tire son nom de la Serra del Cadi, au Sud-Ouest de la Cerdagne. Il s'agit de calcaires francs massifs, bioclastiques, à alvéolines, nummulites, orbitolines et miliolites, subrécifaux à la base, intercalés dans la partie médiane de la formation de niveaux plus marneux. La Formation du Cadi s'observe au toit et sur les flancs Sud des anticlinaux de la Garrotxa (Sant Aniol, Ormoier) et de Terrades (La Salut). Épais d'environ 100-300 m, ces calcaires se sont déposés sur une plateforme interne peu profonde largement développée vers le Sud et sont organisés en 3 cycles transgressifs-régressifs mineurs. Des falaises et de profonds canyons caractérisent les zones d'affleurement des calcaires à alvéolines.

**e4t. Faciès de transition entre les Formations du Cadi et de Sagnari : marnes détritiques. a. Barres de calcaires détritiques.** Il s'agit d'un complexe épais de plusieurs centaines de mètres associant des marnes grises, des marno-calcaires et des calcaires bioclastiques (a), ces derniers sous forme de niveaux pluridécamétriques très continus. Ces faciès s'observent aux versants Nord des anticlinaux de la Garrotxa et de la Salut et,

au plus au Nord, reposent sur le Garumnien de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans par un décollement dont l'importance est discutable (*voir chapitre tectonique*).

**e4S. Formation de Sagnari : marnes esquilleuses (Ilerdien). b. Barres de calcaires à foraminifères.** Cette formation (définie près de Camprodon, feuille Ripoll), se localise dans l'unité de Monars, à l'Ouest et sous la klippe de Coustouges, principalement. Elle est constituée pour l'essentiel de marnes finement détritiques et de marno-calcaires, gris bleuté, feuilletés, dans lesquels abondent les nummulites, assilines et operculines, avec localement des silex dans la partie médiane, des débris végétaux à la partie supérieure et au moins un niveau calcaire (b) pluridécamétrique, bien visible au flanc Nord de la Baga de Bordellat. Ces marnes se sont déposées sur une plate-forme moyenne ouverte sur une épaisseur de l'ordre de 1 000 m.

La **Formation de Coronas**, très continue cartographiquement, constitue un excellent niveau repère. Le Membre inférieur de la Formation de Coronas (dénommée d'après la Serra de Coronas, au N de Campdevàno, sur la feuille Ripoll), épais de 100 à 200 m, constitue la partie supérieure de la séquence 1 (Cadf) ; il est d'âge cuisien inférieur.

**e4Ci. Formation de Coronas, membre inférieur : grès carbonatés, marnes et silts (Cuisien inférieur).** Le Membre inférieur débute par des grès gris plus ou moins carbonatés, des lutites et des marnes avec quelques intercalations de calcaires à milioles et des alvéolines caractéristiques du Cuisien inférieur, et se termine par des limons et des argilites rouges d'origine continentale associés à des calcaires lacustres à ostracodes et milioles marquant le maximum de la régression de la fin de la séquence 1. Par rapport aux faciès de transition (e4f) qu'il surmonte, il traduit une tendance régressive nette, la plate-forme laissant place à un système deltaïque.

La séquence 2 (Campdevàno) est constituée par le membre supérieur de la Formation de Coronas et par les Formations d'Armáncies, de la Peña et de Terrades dont les âges, compris entre le Cuisien moyen et le Lutétien inférieur, se chevauchent largement à l'échelle régionale, de telle sorte que, sur la feuille Arles-sur-Tech, la Formation de la Peña, d'âge cuisien supérieur à lutétien inférieur, s'insère entre les Membres inférieur (Cuisien moyen-supérieur) et supérieur (Lutétien inférieur) de la Formation de Terrades ; la Formation d'Armáncies est d'âge cuisien moyen-supérieur. Des différences notables d'épaisseur et de faciès s'observent de part et d'autre de la faille d'Albanyà, la subsidence ayant été plus forte à l'Est.

**e4Cs. Formation de Coronas, membre supérieur : calcaires micritiques à silex (Cuisien inférieur).** Le Membre supérieur est constitué par des calcaires laminés, à ostracodes, silex et matière organique et des calcaires à bivalves, en

bancs décimétriques, alternant avec des marnes grises, le tout déposé sur une plate-forme très peu profonde et confinée.

**e4A. Formation d'Armáncies : marnes noduleuses à intercalations de calcaires noduleux (Cuisien moyen à Lutétien inférieur).** La partie inférieure de la formation (définie au N de Ripoll) est constituée par une alternance décimétrique de calcaires micritiques sombres et de marnes claires déposées dans un bassin qui s'est brusquement et fortement approfondi ; la matière organique est abondante (les indices d'hydrocarbures ne sont pas rares près de Terrades), cet horizon constituant la principale roche-mère du bassin sud-pyrénéen. La partie supérieure est également une alternance décimétrique de calcaires et de marnes, les surfaces des bancs calcaires sont ondulées de manière caractéristique, en relation avec un dépôt sur une pente plus ou moins instable. La Formation d'Armáncies est mince (250-300 m) à l'E de la faille d'Albanya, épaisse à l'W (1 000 m, feuilles Ripoll et Olot). Sur la feuille Arles-sur-Tech, la formation est probablement d'âge cuisien moyen-supérieur.

La suite de la série éocène n'est visible qu'à l'E de la faille d'Albanya sur la feuille Arles-sur-Tech.

**e4T. Formation de Terrades (Cuisien moyen à supérieur).** **e4Tb Membre basal.** La Formation de Terrades, puissante de 500 m au moins, est constituée de marnes, de marnocalcaires, de silts et de grès bioclastiques à miliolites, alvéolines, nummulites, assilines et crustacés ; la base en est soulignée par une barre de calcaire à crustacés bien visible dans le paysage.

**e4P. Formation de la Penya (Cuisien supérieur - Lutétien inférieur).** Il s'agit de calcaires bioclastiques très fossilifères (nummulites, alvéolines, bivalves, miliolites, échinodermes, algues) passant latéralement et verticalement à la Formation de Terrades ; leur âge est probablement cuisien supérieur. Ces faciès sont du même type que ceux de la Formation de Cadí et représentent un bref épisode d'avancée vers le N de la puissante plate-forme carbonatée méridionale développée du Cuisien moyen au Lutétien inférieur, plate-forme qui, depuis l'Ilerdien, a fortement rétrogradé vers le S.

**e5Ts. Formation de Terrades, Membre supérieur : arénites grises, silts et marnes (Lutétien inférieur).** Ce Membre, puissant de 200 ou 300 m, est caractérisé par l'apparition de conglomérats et de grès gris intercalés dans des lutites et des marnes bleutées. Les matériaux des faciès détritiques grossiers proviennent de la région de Terrades à l'E (feuille Figueres) ainsi que de la ZA. Ce terme est d'âge lutétien inférieur.

La séquence 3 (Bellmunt) n'est quasiment pas représentée sur la feuille Arles-sur-Tech. Elle correspond en totalité à la Formation de Bellmunt, puissante de 3 000 m (feuille Olot).

e5B. **Formation de Bellmont (Lutétien inférieur-moyen).** Par l'intermédiaire de faciès de transition, la Formation de Bellmont succède à celle de Terrades. Seule la base du terme inférieur, d'âge lutétien inférieur-moyen, de cette séquence, affleure sur la feuille Arles-sur-Tech. Très détritique et formé en environnement deltaïque, il renferme des grès et des conglomérats à galets de calcaires, de schistes ardoisiers et de quartzites ; les éléments de socle hercynien sont encore rares, ils deviendront prépondérants plus haut dans la série.

## QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

*Les dépôts quaternaires n'ont pas fait l'objet d'une cartographie spécifique sur la feuille Arles-sur-Tech. La notice explicative en fournira par conséquent une description plus complète et détaillée, afin de permettre les corrélations avec les feuilles voisines Céret, Argelès-sur-Mer—Cerbère et Prats-de-Mollo.*

### Formations fluviales (Fx, Fy, Fz, Fyz)

#### *Stratigraphie et notation des formations alluviales*

Elles sont représentées exclusivement par un ruban alluvial étroit et discontinu en fond de vallée, où se localisent les rares lambeaux de terrasses alluviales conservés. La carte n'a distingué que deux ensembles : (i) une moyenne terrasse **Fx**, située à plus de 60 m au-dessus du Tech ; (ii) un ensemble de bas niveaux associant à la fois des basses terrasses situées entre +30 et +10 m, notées **Fy**, et les alluvions actuelles et subactuelles, notées **Fz**, la notation **Fyz** désignant les alluvions indifférenciées (*noter que dans la légende des cartons les titres associés à **Fy** et à **Fyz** sont intervertis par erreur*).

Ces notations ne sont pas cohérentes avec celles utilisées sur les cartes voisines plus récentes Céret, Argelès-sur-Mer – Cerbère et Prats-de-Mollo, notamment le long du Tech, en aval d'Amélie-les-Bains et en amont vers Prats-de-Mollo. La notation **Fx** de la feuille Arles-sur-Tech se rapporte plutôt aux niveaux de terrasses attribués régionalement au complexe T3 (Calvet, 1996 ; Delmas *et al.*, 2018), notés sur les feuilles géologiques **Fw**, et peut-être au niveau T4 pour les jalons les plus élevés, notés usuellement **Fv**. La notation **Fy** de la feuille Arles-sur-Tech regroupe en réalité les niveaux de terrasses T2 et T1, pourtant clairement séparés par leur état d'altération et usuellement désignés, respectivement, par **Fx** et par **Fy** sur les feuilles géologiques voisines. La notation **Fz** reste cohérente avec les autres cartes et s'applique aux alluvions des bas niveaux T0, d'âge holocène, historique et actuel.

### *Étagement des niveaux alluviaux quaternaires*

Pour éviter toute confusion on décrira les niveaux de terrasses en utilisant les notations T0 à T5, employées dans l'ensemble des publications récentes consacrées aux terrasses alluviales des Pyrénées orientales et centrales (Calvet, 1996 ; Delmas *et al.*, 2018 ; Calvet *et al.*, 2021, 2022). Cette stratigraphie a été initialement établie sur le Tech en aval d'Amélie (Calvet, 1981, 1982), qui conserve l'essentiel des vestiges alluviaux ; mais elle a pu être prolongée vers l'amont, notamment dans le bassin de Prats-de-Mollo (Allée, 1980 ; notice Prats-de-Mollo). On retrouve des étagements équivalents sur le versant espagnol, notamment dans le bassin de la Muga et celui du Llobregat d'Empordà (Calvet, 1982).

La séquence de terrasses la plus complète, sur la bordure Nord de la feuille, est localisée à Amélie-les-Bains-Palalda. Le plus haut niveau, en rive gauche (feuille Céret), est une alluvion torrentielle issue de la vallée de l'Ample, composée essentiellement de galets de schistes et qui recouvre sur plus de 20 m d'épaisseur une croupe aplanie dans les schistes. Sa base est à +150 m d'altitude relative et son toit vers +180 m. On l'a noté **Fu-p** sur la feuille Céret car il peut s'agir aussi bien du niveau T5 que du toit du remblaiement pliocène du bassin du Roussillon. On ne connaît pas de dépôts équivalents plus en amont, sur la feuille Arles-sur-Tech, sinon peut-être sur les hauts glacis qui tronquent avec une pente de 8 % les arènes granitiques évoluées du bassin de Crémadells, au site du Solà : le dépôt ravine sur 10 m les arènes *in situ* ; il est très grossier, avec des blocs métriques ou plus de quartz, micaschistes et marbres dans une matrice d'arènes argileuses ocre vif, épais d'une dizaine de mètres et très altéré (galets de granites variés et de micaschistes arénisés, cortex ferrugineux ocre rouge centimétrique sur les quartz). On pourrait aussi attribuer à cette génération ancienne le ruban d'alluvions à gros blocs très altérés que recoupe la route NII en amont de la Jonquera, vers +30 m sur le Llobregat.

La terrasse moyenne, assimilable à la génération T3, est en rive droite et à 70 m au-dessus du Tech, au lotissement de Super Amélie, notée Fx sur la carte. Elle est faite de gros blocs et galets de granites et de gneiss très altérés, friables et souvent en fantômes, dans une matrice rubéfiée. Un jalon similaire est signalé sur la carte, rive gauche en aval du Pas du Loup, vers +70-80 m. Un autre jalon existe en aval de Can Partère, toujours rive gauche face au lobe de méandre de la Fargassa : sa base est environ à +50-55 m sur le Tech.

La nappe principale, assimilable à T2, se suit assez régulièrement dans les lobes de méandre depuis Céret jusqu'en amont du Pas du Loup. Sa base se tient en général au niveau de la route et son toit vers +30-35 m sur le Tech. Elle est épaisse de 5 à 8 m et faite de gros galets et blocs granito-gneissiques dominants, altérés, fragiles ou friables, dans une matrice sablo-limoneuse ocre assez vif. Une coupe est visible en aval de Can Partère, au virage de la route

cote 344 ; un autre affleurement net existe au Pas du Loup, sur les deux rives du Tech. Cette nappe passe latéralement à de volumineux cônes de déjection en pente raide issus en particulier de l'escarpement méridional (Alzine Rodone, Arles-sur-Tech, Pas du Loup...) ; ce sont les homologues des grands cônes de piémont très étalés qui, plus à l'est sur les feuilles Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère, frangent l'escarpement des Albères – Roc de France. Le niveau T2 a été retrouvé ponctuellement dans le bassin de St-Laurent-de-Cerdans, rive gauche, vers +40 m , au-dessus du mas de l'Orry, ainsi que sur la Muga et le Llobregat.

La basse terrasse T1, associée au dernier cycle glaciaire et classiquement assimilée au Würm, comporte des galets sains dans une gangue sableuse beige à grisâtre, surmontée de sols bruns. Elle se tient entre 10 et 20 m d'altitude relative et peut se subdiviser en plusieurs sous-niveaux étagés. Elle est plus discontinue dans la haute vallée et les cônes qui s'y raccordent sont moins puissants que ceux associés à T2, sauf sur les tributaires issus du massif du Canigou, comme le Riuferrier à Arles-sur-Tech, où ces alluvions trouvent leur source dans des édifices morainiques aux caractères altérologiques identiques, situés au-dessus de 1 500 m (visibles sur les feuilles de Prades et Prats-de-Mollo). Le niveau T1 existe aussi sur la Quère, face à Saint-Laurent-de-Cerdans, vers +20 m, ainsi que dans les vallées de la Muga et du Llobregat.

Les très bas niveaux alluviaux T0 montrent sur le Tech et ses principaux affluents un alluvionnement chaotique à très gros blocs, dû pour l'essentiel à la crue extraordinaire d'octobre 1940 (débit du Tech estimé à 3 500 m<sup>3</sup>/s à Amélie-les-Bains) : les bancs alluviaux de fin de crue dépassent en général 4 m d'épaisseur dans la Coumelade et le Riuferrier et plus de 5 m sur le Tech, avec ponctuellement des remblais de plus de 10 m qui ont pu localement déborder sur T1 (Mussot, 1993). Mais depuis, le Tech a en général recréusé son talweg, jusqu'au lit rocheux parfois, transformant le lit de 1940 en très basse terrasse (en aval d'Arles-sur-Tech par exemple, en rive droite, ou vers Amélie-les-Bains).

### **Formations de versants (C, SM, E)**

Leur cartographie est à peine esquissée sur la feuille Arles et ces matériaux ne sont notés que très ponctuellement. Mais en réalité ces dépôts, toujours minces (en moyenne 1 à 3 m), sont très généralisés et finissent par couvrir l'essentiel des versants en altitude. On n'en retiendra que deux catégories : (i) la famille des dépôts de pente hérités, mis en place pour l'essentiel pendant les périodes froides, en regroupant **C** et **E**, soit les **colluvions de versant** et les **éboulis récents** ; (ii) les grands secteurs de glissements de terrain, encore actifs, notés **SM** sur la carte. Il faut y ajouter (iii) les arènes granitiques *in situ*, non cartographiées mais qui couvrent l'essentiel des affleurements de granites avec des puissances décamétriques.

### *E-C. Éboulis récents et colluvions de versant*

Ces formations superficielles offrent des faciès extrêmement variés et assez fortement lithodépendants, tant pour leur épaisseur que pour leurs faciès sédimentaires. Elles ont été surtout étudiées très soigneusement pour le Haut Vallespir et on résumera les principales conclusions de ces travaux (Allée, 1980, 1984a,b). Leur analyse a été faite beaucoup plus sommairement dans la partie orientale de la carte (Calvet, 1982). Plutôt discontinues, voire absentes sur les bas versants, elles tendent à se généraliser au-dessus de 600-1000 m, notamment sur les pentes moyennes et en exposition N. Aucune de ces formations n'est active ; toutes relèvent des périodes froides du Quaternaire, notamment le dernier cycle glaciaire. Les éboulis sont parfois attribués au Tardiglaciaire présumé froid et sec.

Les éboulis de gravité à gros blocs, souvent peu ou pas végétalisés faute de matrice fine, sont surtout fréquents dans les gneiss et en altitude, sur les versants raides accidentés de chicots et de parois rocheuses ; ils garnissent les couloirs ou forment plus exceptionnellement des cônes ou des tabliers (pentes Nord du pic des Salines ou du Roc de France). Ces formations existent aussi plus ponctuellement sur micaschistes massifs, ainsi qu'au pied des corniches calcaires, sous un faciès de pierrailles au calibre plus réduit. Sur schistes et micaschistes il s'agit surtout, en pied de versant, d'épaisses grèzes ou groizes litées, à éclats homométriques dans une gangue terreuse assez abondante.

Sur granite arénisé, comme sur les versants gneissiques les moins pentus, apparaît toute la gamme des formations soli-gélifluées propres à ces types de roches aux latitudes moyennes. Les plus originales sont les arènes litées, surtout caractéristiques sur granites ; elles se seraient mises en place à partir des arènes *in situ*, par développement de feuillettes de glace intersticielle et cryoptation lente, mais aussi – originalité de l'étage montagnard du Vallespir – par ruissellement et intenses lavages hypodermiques, dans un contexte paléoclimatique présumé de froid modéré et très humide. Les couvertures limono-sableuses, emballant dalles et blocaille en désordre dans une abondante matrice, reposent en général sur les formations précédentes et seraient donc postérieures ; elles existent aussi sur schistes et micaschistes. Elles sont généralement attribuées à une gélifluxion périglaciaire dans un contexte de froid plus rude que les arènes litées, encore qu'une banale solifluxion semble y avoir provoqué des remises en route fréquentes pendant l'Holocène, attestées par des datations <sup>14</sup>C. L'abondance des limons dans ces formations est habituellement mise au compte d'une intense microgélivation wurmienne ; mais on ne doit pas exclure de potentiels apports éoliens en contexte de froid sec.

Il existe au moins deux générations de dépôts de pente en Vallespir et un net étagement morphoclimatique. Les versants exposés au Sud, en particulier, en dessous de 1 000 m, auraient conservé de nombreux lambeaux de formations antérieures au Würm, interstratifiées dans et raccordées par exemple aux

terrasses moyennes et cônes à galets altérés. Dans cet étage morphoclimatique inférieur, le cycle froid wurmien s'est peu fait sentir et les dépôts de cet âge sont rares, très discontinus et peu caractéristiques. Au-dessus de 500-600 m en exposition N et de 1 000 m au Sud il ne subsiste plus que des héritages présumés wurmiens. Dans cet étage périglaciaire moyen les formations gélimobilisées se généralisent : arènes litées à lavages hypodermiques intenses, couvertures gélifluées à blocs et éboulis de gravité.

Un seuil altitudinal majeur existe vers 1 700 m, mais cet étage périglaciaire supérieur n'est qu'à peine atteint dans l'angle NW de la feuille, sur les crêtes de la Souque, et il se développe surtout sur les feuilles voisines Céret et surtout Prades et Prats-de-Mollo. Il se marque nettement dans le paysage par une régularisation généralisée des versants et un effacement de tous les volumes rocheux saillants dans les gneiss, très sensibles à la gélivation, moins parfaitement dans les granites. Dans la masse des dépôts qui tapissent ces versants régularisés et qui sont formés d'épaisses nappes gélimobilisées grossières, les lavages hypodermiques disparaissent, le feuilletage lié aux lentilles de glace de ségrégation s'affirme et la microgélivation plus active accroîtrait la fraction limoneuse des matrices (s'il ne s'agit pas d'apports éoliens). Des plages de gros blocs sans matrice, les *clapisses*, traduisent des remaniements superficiels ultérieurs.

Les domaines calcaires ont pu aussi conserver localement une génération très ancienne de dépôts de pente, attribuable au Pléistocène inférieur. Il s'agit de lambeaux de brèches très lithifiées, à matrice rougeâtre, perchés en position de très haute terrasse et bien connus ailleurs dans les Pyrénées orientales (Aspres, Corbières, vallée de la Têt ; Calvet, 1982, 1996 ; Delmas *et al.*, 2018). Le plus significatif sur la feuille Arles-sur-Tech, non cartographié, s'accroche à l'extrémité SW de la barre calcaire ilderdienne de la Salud et son toit domine le cours de la Muga de 100 à 120 m (Calvet, 1982). La formation est épaisse de 50 m, avec une moitié inférieure au faciès d'écroulement à mégablocs et une partie supérieure de mieux en mieux litée, avec un faciès de grèze périglaciaire aux éclats décimétriques à centimétriques calibrés par lits. C'est la première marque indubitable des crises froides quaternaires, ici à basse altitude (250-300 m) et à l'orée du bassin côtier de l'Empordà.

### ***SM. Paquet glissé et zone d'arrachement***

Les mouvements de masse, glissements, éboulements, instabilités de versants, sont fréquents en Vallespir, favorisés par le climat humide, l'intensité des averses automnales et les fortes pentes. Pour la plupart ils sont récents et actifs. La carte en a noté trois, dans les séries schisteuses antéhercyniennes. Celui de l'Avellanosa, à la limite W de la feuille, a un caractère cataclysmique et date du 18 octobre 1940 ; il se développe sur 950 m de long, 300 m de large et 450 m de dénivelé. Celui qui domine le village de Montferrer, apparemment un mouvement plus progressif, se développe sur 700 m de long, 500 m de large et 250 m de dénivelé. Celui de la Guardia, sous le mas du

même nom, face à Arles, semble inactif car aucun désordre n'affecte le replat qui porte le mas. Un quatrième glissement affecte les gneiss très fracturés qui forment la grande facette triangulaire de l'escarpement de faille limitant le horst du Roc de France en face d'Arles-sur-Tech ; il n'est pas cartographié et reste pour le moment une instabilité de versant en mouvement lent et épisodique (Calvet *et al.*, 2022) ; mais il est de très grande taille, se développant sur 680 m de long, 750 m de large et au minimum 400 m de dénivélé ; sa partie Est est très instable et manifestement mobile, avec des zones à nu et ravinées. Sa partie Ouest a montré des traces épisodiques de mouvement : en avril 1997 la forêt, en pleine activité, a vu brutalement ses feuilles brunir et sécher, probablement en raison de la rupture du réseau racinaire liée à la remise en route momentanée du glissement (Calvet *et al.*, 2022). On y ajoutera le site du fort d'Amélie-les-Bains, dans les schistes au pied de la faille, où les bastions du fort sont menacés d'écroulement. Ces grands glissements ont certainement fonctionné d'une manière récurrente au cours du Quaternaire, en phase avec l'incision des vallées et, peut-être aussi, la sismicité, non négligeable en Vallespir. Un ancien glissement probablement pléistocène moyen-récent a été repéré à l'Avellanosa, sous celui de 1940 (Soutadé, 2010 ; Calvet *et al.*, 2022) ; la banquette horizontale qui marque la base du versant instable d'Arles-sur-Tech et domine le Tech de 50 m (Fontaine Muchart) semble formée par un matériel écroulé chaotique ancien, associé ou surmonté à son toit par des galets et blocs fluviaux d'une ancienne terrasse ou cône torrentiel.

### ***Altérites granitiques***

De très épaisses tranches arénisées, pluridécamétriques (jusqu'à plus de 50 m), occupent la quasi totalité des affleurements granitiques, granodioritiques et monzogranitiques, à l'exception des lames de granite rose de Coustouges, du Montnègre et des Tours de Cabrenç. Il s'agit d'arènes *in situ*, isovolumes, où l'altération respecte à toutes les échelles la structure et les géométries de la roche initiale. Rien d'équivalent n'existe sur les gneiss et les micaschistes, où les tranches altérées restent au mieux métriques lorsqu'elles existent. Ces altérites sont notamment associées au plancher des grands alvéoles de Corsavy-Batère, Saint-Laurent-de-Cerdans, Serralongue, Cremadells, Maçanet de Cabrenys, Darnius et Agullana, ainsi que sur les lanières de plateau disséquées entre les Illas et le Perthus et sur les replats qui dominent Céret. Elles sont manifestement de plus en plus décapées vers l'E, en domaine climatique franchement méditerranéen, où les pitons et chaos rocheux deviennent de plus en plus omniprésents dans les paysages, notamment dans le bassin de la Jonquera.

L'association assez étroite de ces puissantes tranches arénisées avec les paléotopographies aplanies néogènes et fini-néogènes, notamment les planchers d'alvéoles (*cf.* partie *Évolutions géologiques*), suggère qu'il s'agit pour l'essentiel de formations héritées anciennes. De fait, il s'agit souvent d'arènes évoluées, parfois très rubéfiées en surface et assez riches en fines argileuses

(5 à 12 % de colloïdes jusqu'à plusieurs mètres de profondeur sur les lanières de l'alvéole de Massanet). Les minéraux argileux associent dans des proportions comparables une kaolinite en général mal cristallisée (en moyenne 30 % du spectre), de l'illite, voire de la vermiculite et des smectites (Calvet, 1982, 1996). À St-Laurent-de-Cerdans, sous les replats fini-néogènes, l'encaissement de la vallée, de l'ordre de 70 à 80 m, a recoupé tout le profil arénisé ; le niveau de terrasse T2 (vers +40 m) ravine des arènes évoluées ocre vif, parfois riches en fines argileuses et contenant de la kaolinite (25 % du spectre), tandis que le niveau T1 (vers +20 m) est posé sur le granite encore cohérent mais friable ou bien des arènes grossières de teinte claire. Il semble évident ici que le manteau arénacé est pour l'essentiel antérieur au creusement de la vallée et en particulier aux niveaux T1 et T2.

Mais l'arénisation se prolonge aussi pendant le Quaternaire, comme le démontrent les épais profils d'arènes à boules développés sur les versants raides du Vallespir ou du bassin de Maçanet, 250 à 300 m sous le plancher aplani des alvéoles et quelques dizaines de mètres à peine au-dessus des lits rocheux actuels : cela peut être observé entre le Pas du Loup et Puig Rodon, le long de la route de Prats-de-Mollo, comme le long de la route du Pas du Loup à La Forge del Mitg. Ces arènes toujours très épaisses prennent cependant un caractère plus ménagé pendant le Quaternaire : la texture est plus grossière, sablo-graveleuse, et la kaolinite n'est présente qu'à l'état de traces, l'évolution se faisant principalement vers la vermiculite et accessoirement des smectites (Calvet, 1982). L'arénisation est cependant toujours très active dans les conditions climatiques actuelles du haut Vallespir, marqué par des étés chauds mais très humides. C'est ce que montre la forte minéralisation des eaux de source de la région de Saint-Laurent-de-Cerdans, où la silice (20 à 27 mg/l dans les bassins élémentaires à couverture d'arènes épaisse et continue) représente plus de la moitié du total exporté. Cela implique dans les altérites un rapport Si/Al de 1,2 indiquant une tendance à la formation de la kaolinite associée à des minéraux 2/1 (*in* Calvet, 1996).

### Dépôts artificiels

**X. Déblais routiers du col du Perthus.** La colline a été entaillée et les déblais exportés sur d'autres sites ou pour une faible part étalés localement, pour établir la plate-forme qui accueille les services de contrôle à la frontière.

## ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES

L'histoire géologique enregistrée sur la feuille Arles-sur-Tech, et plus généralement dans les Pyrénées sud-orientales, est longue de près de 600 millions d'années. C'est en somme un condensé de l'histoire géologique française. On peut définir plusieurs grandes périodes :

- une *période préhercynienne s.s.*, antérieure à l'Ordovicien supérieur et subdivisible en : (i) une *période (fini)cadomienne*, à l'Édiacarien ; (ii) une *période postcadomienne*, au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur ;
- une *période sarde* (« *calédonienne* »)<sup>4</sup>, qui correspond à l'Ordovicien *s.l.* ;
- une *période hercynienne (varisque) s.s.*, de l'Ordovicien supérieur à la fin du Paléozoïque ;
- une *période alpine s.s.*, au Mésozoïque et au Paléogène (Paléocène à Oligocène *p.p.*) ;
- une *période fini-alpine (méditerranéenne)*, de l'Oligocène *p.p.* au Quaternaire.

Sur la feuille Arles-sur-Tech et ses environs, en ce qui concerne plus particulièrement la tectonique, très complexe, il convient de bien distinguer :

- la *tectonique hercynienne* du Carbonifère supérieur (Pennsylvanien) *s.l.*, polyphasée, avec plis couchés, mégaplis droits, chevauchements, détachements et schistosités, et associée à un intense plutono-métamorphisme ;
- la *tectonique alpine*, finicrétacée à éocène, principalement chevauchante ;
- la *tectonique fini-alpine*, marquée par des failles normales et associée à la morphogénèse.

(La *tectonique sarde* médio-ordovicienne n'est pas directement observable sur la feuille.)

Quant aux structures cartographiques majeures de la carte Arles-sur-Tech, ce sont (**Figs. 4-5 hors texte**) :

- des structures hercyniennes tardives, dans le socle de la ZA, soit du NW vers le SE : (i) la retombée Sud-Est de l'*anticlinal du Canigou* ; (ii) l'étroit « *synclinal* » du *Vallespir* ; (iii) l'*anticlinal du Roc de France*, mégapli droit N110°E structurant le massif du même nom ;
- des *zones mylonitiques* NW-SE dextres-inverses finihercyniennes, en particulier la zone du Perthus, au Nord-Est de la carte ;
- des *chevauchements alpins*, dans la ZA (chevauchements des Aspres, du Canigou, du Vallespir, du Roc de France, principalement) et la ZSP (chevauchements du Cadí, de Coustouges, Bac Grillera, etc.), diversement dessinés et corrélés selon les auteurs (voir discussion *infra*) ;
- la *faille du Tech*, ENE-WSW à regard N-NW, normale, néogène (fini-alpine), entre Aspres et Vallespir au Nord, et massif du Roc de France au Sud.

---

<sup>4</sup> Sarde (*Sardische*) : adjectif utilisé par H. Stille en 1935 pour qualifier une phase précoce de l'orogénèse calédonienne (Puddu, 2020).

## ÉVOLUTIONS PRÉHERCYNIIENNE ET SARDE (ÉDIACARIEN-ORDOVICIEN)

L'évolution préhercynienne (*s.l.*) longue de ~ 130 Ma de l'Édiacarien supérieur (~ 580 Ma) à la fin de l'Ordovicien (~ 450 Ma), se révèle complexe, polyphasée, voire polycyclique. Elle est incomplètement enregistrée sur la feuille Arles-sur-Tech et certains aspects ne seront donc que brièvement évoqués dans cette notice, que le lecteur pourra compléter par les notices des feuilles voisines.

On sait que dans les Pyrénées centro-orientales, l'abandon de l'ancien modèle (Guitard, 1964, 1970[1965] ; Guitard *et al.*, 1996a ; notice Prades, Guitard *et al.*, 1998) développé dans les massifs du Canigou et du Roc de France – un socle cadomien, constitué par des métagranites et des métasédiments ; une discordance majeure de la série préhercynienne (Paléozoïque inférieur) sur ce socle ; de vastes plis couchés « penniques » hercyniens répétant la limite socle-couverture – conduit à poser la question de l'existence ou non d'événements *cadomiens*, dans la partie inférieure, édiacarienne, de la série préhercynienne (Groupe de Canaveilles) (Barbey *et al.*, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2004 ; Cocherie *et al.*, 2005). D'autre part, si l'existence de l'orogénèse hercynienne du Carbonifère supérieur est un fait solidement établi dans les Pyrénées et alentours depuis très longtemps, il est apparu récemment que l'Ordovicien est une période particulièrement active avec la mise en place d'énormes laccolithes granitiques tels ceux du Canigou (transformés en massifs gneissiques stratoïdes à l'Hercynien) et une tectonique suivis d'une érosion à l'origine de la discordance de l'Ordovicien supérieur sur la série préhercynienne. On peut qualifier de *sardes* ces événements, qui précèdent ceux de la période *hercynienne s.s.*

### Sédimentation et volcanisme préhercyniens (Édiacarien à Ordovicien inférieur)

Aucune étude sédimentologique complète n'a été consacrée à la série préhercynienne dont les conditions de dépôt sont marines, parfois euxiniques, de type plate-forme plus ou moins profonde (voire deltaïque), talus ou bassin ; à ce jour, aucun dépôt glaciogénique (diamictites) n'a été décrit dans les Pyrénées. Les conditions de dépôt de la série préhercynienne et du volcanisme associé, à l'échelle des Pyrénées sud-orientales, a été évoquées dans Laumonier (1998) et dans les notices d'Argelès-sur-Mer – Cerbère et Prats-de-Mollo, pour le Groupe de Canaveilles principalement, et la notice de Céret, pour le Groupe de Jujols, ainsi que ponctuellement dans la thèse de M. Padel (2016) et dans Padel *et al.* (2018a, 2018b).

Le **Groupe de Canaveilles** correspond à la *période cadomienne*. À un fond sédimentaire détritique terrigène toujours fin, très distal, s'ajoute une composante volcanique qui peut être discrète, donnant à la série un caractère

shalo-grauwackeux, ou plus marquée, avec développement de faciès volcano-sédimentaires fins encore très distaux (« microgranulés ») ou plus grossiers et proximaux (« granulés »), et de faciès volcano-détritiques (tufs) ; les tufs de l'horizon volcano-sédimentaire inférieur (VS1, dans le Membre moyen de la Formation de Canaveilles bC2) atteignent leur maximum de développement sur la feuille Arles-sur-Tech dans l'unité du Vallespir (Granulés des Sitges, très proximaux). Rappelons que la partie très inférieure de la Formation de Canaveilles (les Micaschistes de Montalba-d'Amélie et du Mas Janer) renferme des amphibolites (métamafites) plus anciennes antérieures aux Gneiss de Mas Blanc, métagranites édiacariens (~ 560 Ma) intrusifs dans la série. Dans la Formation de Canaveilles, les intercalations calcaro-dolomitiques traduiraient des diminutions de la profondeur de dépôt (présence de stromatolithes à Batère, sur la feuille Céret).

Les brèches de la **Formation de Tregurà** restent ambiguës : s'agit-il d'un complexe purement sédimentaire déposé en pied de talus remaniant des carbonates et les niveaux volcaniques sous-jacents (cônes profonds liés à la régression majeure qui marque le passage de l'Ediacarien au Cambrien), d'où le rattachement de la formation au Groupe de Jujols, solution retenue ici, ou de brèches volcanoclastiques, d'où l'attribution au sommet du Groupe de Canaveilles (Padel, 2016 ; Padel *et al.*, 2018a, 2018b) ?

Le **Groupe de Jujols s.s.** quant à lui correspond à la *période postcadomienne*. Il est caractérisé par un renouvellement des apports et de leur source. La composante volcanique disparaît tandis qu'apparaît (Formation d'Évol) une composante détritique terrigène plus ou moins grossière (quartzarénites et microconglomérats, très peu développés sur la feuille Arles-sur-Tech) originaire du N ou du NW. Les schistes rubanés (argilo-siltites rubanées), typiques de la Formation d'Alins et surtout de la Formation de Jujols dans laquelle ils se généralisent, pourraient s'interpréter comme des tempestites (rides, rythmites gradées, etc.) déposées sur une plate-forme plus ou moins profonde ; le caractère « flyschoïde » ou turbiditique distal souvent attribué aux schistes de Jujols est moins probable. Le caractère récifal de la Formation de Valcebollère est remarquable, comme le suggèrent les surépaisseurs brutales observées dans la Formation de Valcebollère du moyen Vallespir (Puig de l'Escatiró – Roque Maler).

### **Les événements tectono-magmatiques sardes (Ordovicien)**

Depuis un demi-siècle et le travail de P. Santanach sur le Haut Ripollès (1972a,b, 1974), la notion d'une *discordance sarde* cartographique et même angulaire dans les Pyrénées centro-orientales de l'Ordovicien supérieur sur les formations du Groupe de Jujols, associée à une lacune, par érosion et/ou par non-dépôt, de l'Ordovicien moyen et sans doute d'une grande partie de l'Ordovicien inférieur (environ 25 Ma) s'est progressivement imposée. Cependant, la quasi-absence d'Ordovicien supérieur (volcano-)sédimentaire sur la feuille

Arles-sur-Tech oblige à se tourner vers les feuilles Céret et Prats-de-Mollo voisines pour approfondir cette question (voir les notices de ces feuilles, 2015). Ces dernières années, la notion d'une *tectonique sarde* complexe est apparue dans la littérature. Des failles normales et des plis de toutes tailles, droits ou déversés, voire une possible schistosité et un léger métamorphisme, pourraient affecter les terrains préhercyniens – et seraient visibles dans les schistes de Jujols mais pas dans la série hercynienne – sont de plus en plus souvent évoqués ; une partie des structures attribuées classiquement aux phases hercyniennes précoces D1 seraient donc sardes. Le magmatisme, qui avait disparu depuis la limite Édiacarien-Cambrien (~ 540 Ma), fait un spectaculaire retour à l'Ordovicien inférieur, plus précisément vers la limite Trémadocien-Floien (~ 477 Ma).

Dans les Pyrénées, on a mis en évidence deux *épisodes magmatiques sardes*, avec :

- des granites ordovicien inférieur (~ 477-470 Ma) ;
- des granites ordovicien moyen-supérieur (~ 470-450 Ma) et des volcanites ordovicien supérieur (~ 460-450 Ma).

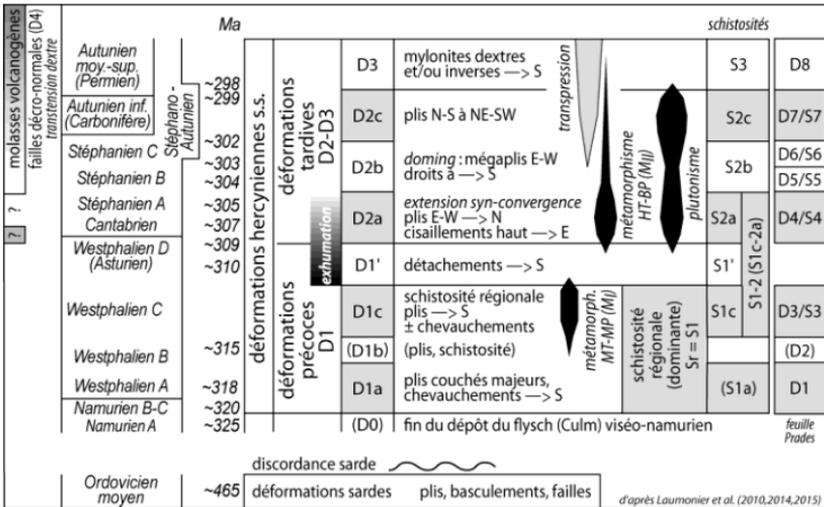
Le premier épisode paraît contemporain du soulèvement (dôme thermique ?) et de l'érosion à l'origine de la discordance sarde, dans un contexte tectonique mal connu (transpressif ?), le second accompagne la tectonique extensive liée au dépôt de l'Ordovicien supérieur. Ce serait donc une quasi-orogénèse qui se déroulerait dans les Pyrénées orientales à l'Ordovicien. (Pour des synthèses récentes, voir Puddu *et al.*, 2019, Puddu, 2020, thèse, et Álvaro *et al.*, 2020.)

### ÉVOLUTION HERCYNIENNE

La longue (~ 455-320 Ma) période de sédimentation allant de l'Ordovicien supérieur au Mississipien (Carbonifère inférieur) et précédant l'orogénèse hercynienne finicarbonifère, n'est représentée sur la feuille Arles-sur-Tech que par l'Ordovicien supérieur et le Silurien de Mont Roig, alors qu'elle est bien enregistrée sur les feuilles voisines (Céret, Prades et Prats-de-Mollo mais pas Argelès-sur-Mer – Cerbère ; *pour plus d'information, voir les notices de ces feuilles*).

Les évolutions tectonique, métamorphique et plutonique hercyniennes, quant à elles, sont particulièrement complexes et restent controversées en ce qui concerne la succession des déformations et leurs relations mutuelles, sur la feuille Arles-sur-Tech comme ailleurs dans les Pyrénées. La carte et la notice Arles-sur-Tech sont élaborées selon le modèle « classique » (*Synthèse des Pyrénées*, 1996 ; Laumonier *et al.*, 2010, 2014), également utilisé pour les feuilles voisines (Laumonier *et al.*, 2015a,b,d, 2017) ; la Figure 12 donne un calendrier de ces évolutions hercyniennes. On conservera donc ici l'opposition franche entre phases précoces (D1) et phases tardives (D2), ainsi que le lien

étroit entre D2 et le plutono-métamorphisme HT-BP hercynien (**Fig. 12**). Dans un second temps, comparaison sera faite avec les autres travaux, principalement catalans, sur le massif du Roc de France (Liesa, 1988 ; Liesa *et al.*, 1994, 2016, 2021 ; Aguilar *et al.*, 2015, 2016 ; Olivier *et al.*, 2016), celui des Albères (Vilà, 2003 ; Vilà *et al.*, 2007) et du Canigou (de Hoÿm de Marien *et al.*, 2019 ; Le Bayon et Cochelin, 2020), qui proposent des interprétations souvent bien différentes.



**Fig. 12 - Chronologie des déformations hercyniennes, des métamorphismes et du plutonisme est-pyrénéens.** Pour l'ensemble des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est de la Zone axiale pyrénéenne (Argelès-sur-Mer – Cerdère, Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo, Mont-Louis), il est possible d'utiliser la chronologie des déformations hercyniennes initialement établie pour la feuille Prades, seule feuille où l'analyse structurale a été effectuée de façon complète, avec la notation de Laumonier *et al.* (2010) légèrement modifiée. La schistosité hercynienne dominante sur le terrain (S1 ou S1-2) a cependant un âge variable selon le niveau structural, le degré métamorphique et, peut-être, les régions. Les âges stratigraphiques et absolus sont repris avec modifications de Laumonier *et al.* (2014).

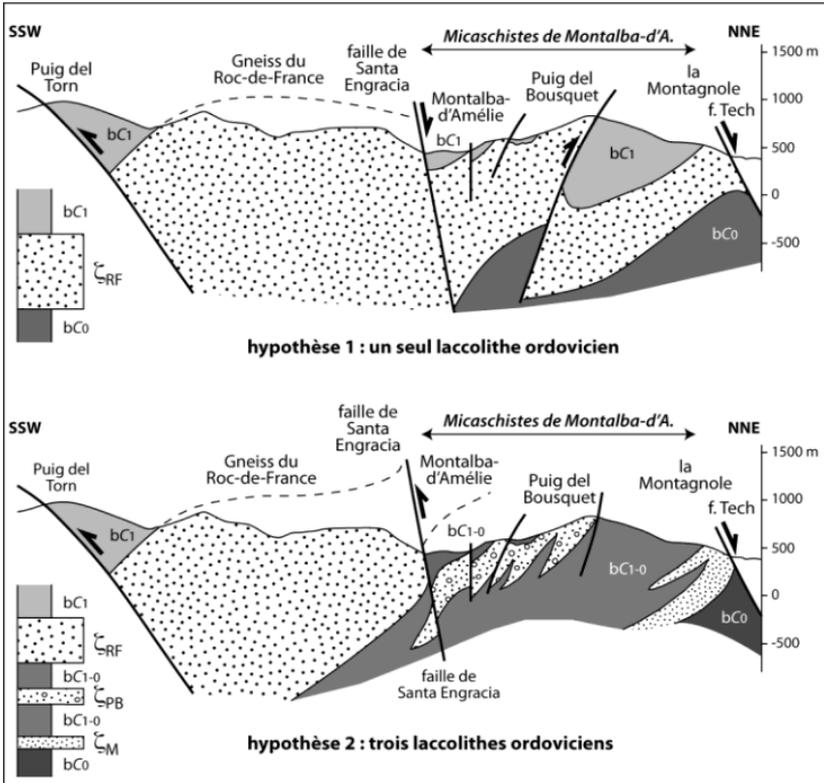
### Les structures hercyniennes précoces (D1)

Il s'agit des structures antérieures aux déformations tardives D2 et au plutono-métamorphisme qui les accompagne. Elles vont être décrites principalement dans le massif du Roc de France et comparées à celle des massifs voisins (voir en particulier les notices Argelès-sur-Mer – Cerdère et Prats-de-Mollo).

#### Grandes structures D1

Il convient d'abord de rappeler que les deux niveaux principaux d'orthogneiss (celui du Roc de France et celui, plus profond, du Mas Blanc) ont dans un premier temps été interprétés (Autran et Guitard, 1969 ; Guitard,

1970 ; Geysant *et al.*, 1978) comme deux plis couchés anticlinaux (nappes) de style pennique plissant la discordance entre un socle granitique cadomien et sa couverture sédimentaire paléozoïque (série de Canaveilles), et faisant réapparaître cette dernière sous les Gneiss du Roc de France (Micaschistes de Montalba-d'Amélie) et sous ceux de Mas Blanc (Migmatites du Mas Janer). L'âge ordovicien inférieur-moyen (~ 477-470 Ma) des métagranites du Roc de France (Cocherie *et al.*, 2005 ; Liesa *et al.*, 2007) conduit à invalider ce modèle et à réinterpréter les Gneiss du Roc de France comme un laccolithe intrusif dans la Formation de Canaveilles, édiacarienne (Laumonier *et al.*, 2004) ; dans ce nouveau modèle, les Micaschistes de Montalba-d'Amélie (et les Migmatites du Mas Janer) représentent simplement la partie inférieure de la Formation de Canaveilles (bC0), c'est-à-dire l'encaissant inférieur des plutons du Roc de France, ordovicien, et du Mas Blanc, édiacarien (~ 560 Ma ; Castiñeiras *et al.*, 2008), ce qui paraît conforme à ce que l'on voit sur la carte dans le secteur du Coll del Freix. Cependant, selon J.-L. Lagarde (1978), les Micaschistes de Montalba-d'Amélie seraient la prolongation vers le N par-dessus les Gneiss du Roc de France de la série de Canaveilles visible au Sud – et au-dessus – du massif gneissique, grâce en particulier au jeu de la faille de Santa Engracia ; c'est cette hypothèse (hypothèse 1) qui est utilisée pour la coupe générale de la carte (**Fig. 13 haut**). Mais il est à noter que (hypothèse 2), si l'on fait de la faille de Montalba-d'Amélie une faille inverse, peut-être finihercynienne, voire alpine, les Gneiss du Puig del Bousquet représentent un petit corps laccolithique indépendant de celui du Roc de France et plus profond, de même que ceux de la Montagnole (ces derniers corrélables aux Gneiss du Mas Blanc), et les Micaschistes de Montalba-d'Amélie prennent place sous les Gneiss du Roc de France, conformément au modèle initial de A. Autran et G. Guitard (1969), mais sans la tectonique en mégapli couché bien entendu (voir **Fig. 13 bas**).



**Fig. 13 - Deux interprétations possibles des Micaschistes de Montalba-d'Amélie.**

Entre les Gneiss du Roc de France ( $\zeta$ RF) et la faille du Tech, les Micaschistes de Montalba-d'Amélie représentent, soit l'équivalent de la Formation de Canaveilles (bC1) du toit des gneiss, si la faille de Santa Engracia est une faille normale (hypothèse 1, retenue sur la coupe principale de la carte), soit une partie plus profonde de la Formation de Canaveilles (bC1-0) au mur des gneiss, si la faille de Santa Engracia est une faille légèrement inverse (hypothèse 2). Dans la seconde hypothèse, les Gneiss du Roc de France ( $\zeta$ RF) et du Puig del Bousquet ( $\zeta$ PB) représentent deux intrusions ordoviciennes distinctes. De même, les Gneiss de la Montagnole ( $\zeta$ M), dans la seconde hypothèse, représentent une troisième intrusion. Dans le cadre de l'hypothèse 2, privilégiée dans la notice, la faille de Santa Engracia (comme peut-être celle du Puig del Bousquet) serait une faille inverse finihercynienne branchée vers le SE sur la faille des Salines.

Il est intéressant d'attirer l'attention sur la terminaison orientale des Gneiss du Roc de France vers le Mas de la Torre, 2 500 m au Nord-Est de las Illas. Il s'agit, soit d'une charnière anticlinale couchée (Autran et Guitard, 1969), soit la bordure Est du laccolithe du Roc de France, conformément à l'hypothèse 2

exposée ci-dessus. Dans ce secteur, les Micaschistes de Montalba-d'Amélie sont minces, entre les Gneiss du Roc de France et ceux du Mas Blanc. Par ailleurs, selon J.-L. Lagarde (1978), les Micaschistes de Mas Janer ont été parallélisés avec les Micaschistes de Balatg du massif du Canigou et interprétés comme la réapparition de la série de Canaveilles sous les Gneiss du Mas Blanc à la faveur d'un chevauchement hercynien majeur à vergence SW situé à la base des gneiss, définissant ainsi une « *nappe du Canigou - Roc de France* » ; ce modèle, compatible avec un âge ordovicien des métagranites du Roc de France, est plus difficile à disqualifier mais, les auteurs de la carte n'ayant pas trouvé d'indices probants d'un tel chevauchement, il n'a pas été retenu (pas plus d'ailleurs que dans le massif du Canigou ; voir Barbey *et al.*, 2001). Les Micaschistes du Mas Janer sont donc interprétés comme le mur du laccolithes du Mas Blanc, lequel est intrusif dans la partie profonde de la Formation de Canaveilles (bC0).

En conclusion, et contrairement aux feuilles Céret et Prats-de-Mollo notamment, il n'a pas pu être mis en évidence de mégastructures hercyniennes précoces (mégaplis, chevauchements, détachements), tant dans les parties profondes que plus haut dans la pile lithotectonique, au niveau du Groupe de Jujols du Vallespir. De même, à une échelle moyenne, il n'a nulle part été observé avec certitude que les niveaux carbonatés, parfois nombreux, soient répétés par des plis couchés hecto-kilométriques – et encore moins qu'il s'agisse de plis isoclinaux.

### ***Petites structures D1***

Tant dans les métasédiments (Groupes de Canaveilles et de Jujols) que dans les métagranites (Gneiss du Canigou et du Roc de France), la structure hercynienne précoce la plus évidente sur le terrain est une schistosité S1 très marquée affectant tous les lithotypes (Sd, selon Geyssant *et al.*, 1978). Il s'agit très probablement de la schistosité précoce S1c (*sur la carte, elle est notée « S3 », selon l'ancienne numérotation de la feuille Prades ; dans la présente notice elle est simplement appelée S1*). Celle-ci se caractérise par un important gradient de déformation entre le Groupe de Jujols et le Groupe de Canaveilles, c'est-à-dire entre la partie haute de la pile lithotectonique et la partie inférieure. Dans les schistes du Groupe de Jujols, la schistosité S1 se présente comme une schistosité fine, espacée à ardoisière, généralement oblique sur la stratification et passant vers le bas à une schistosité continue plus pénétrative. S1 est à chlorite-muscovite (et peut-être biotite verte barroviennne, *cf. infra*). L'intersection entre la stratification et cette première schistosité forme une linéation orientée WNW-ESE et indique systématiquement une vergence vers le SSW. Globalement les contacts entre micaschistes et gneiss sont parallèles à cette foliation précoce, accentuant ainsi le caractère stratiforme de ces derniers. La déformation D1 est particulièrement bien préservée dans le secteur de Montalba-d'Amélie, en amont des gorges de Mondony, c'est-à-dire loin des granitoïdes. Là, les orthogneiss ( $\sigma\zeta\gamma^{1-2}$ , type G1 La Preste) sont assez peu déformés et des figures d'intrusions du granite

ordovicien originel à l'intérieur des sédiments sont encore observables. À l'intérieur des orthogneiss, la déformation D1 montre une grande hétérogénéité dans son intensité : une foliation peu marquée peut rapidement passer à un couloir mylonitique où se développent des structures typiques d'un régime cisailant, comme des structures C/S et des boudinages de foliation ; par exemple, les filons (ou apophyses) de granites isolés dans les micaschistes montrent souvent des géométries de boudins asymétriques. Dans les micaschistes, D1 est représentée par une foliation S1 à biotite et muscovite parfois associée à des plis intrafoliaux décimétriques, notamment dans les bancs de marbre. La linéation L1 inscrite sur les plans de foliation S1 est bien réglée selon une direction NE-SW ; elle est marquée par l'étirement des feldspaths et des agrégats micacés, et elle est recristallisée (Geyssant *et al.*, 1978). L'orientation de L1 est compatible avec la direction préférentielle des axes du boudinage qui oscille entre N130°E et N160°E. Les critères cinématiques associées à D1 indiquent presque systématiquement un cisaillement vers le SW : dans les micaschistes, les rares plis intrafoliaux ont toujours des vergences SW, comme au sommet de la pile lithotectonique ; la géométrie du boudinage de foliation dans les orthogneiss ainsi que celle des autres boudins asymétriques indiquent aussi un régime cisailant vers le SW ; les critères cinématiques microscopiques observées en lame mince dans les orthogneiss (étirement, figures rotationnelles des feldspaths) confirment ce sens général du cisaillement vers le SW.

Ces observations sont conformes à celles de J. Soliva *et al.* (1989) pour le massif du Canigou voisin. En revanche, comme dans le massif des Albères (voir notice Argelès-sur-Mer – Cerbère) et comme cela sera discuté plus loin, la déformation précoce D1 est partiellement confondue avec la déformation tardive D2a par les auteurs catalans (Liesa, 1988 ; Liesa et Carreras, 1989 ; Aguilar, 2013 ; Aguilar *et al.*, 2015), et en particulier les schistosités S1c, S2a et S1-2a sont souvent mal ou non distinguées.

### **La transition D1-D2 (D1')**

La déformation D1 montre une géométrie plano-linéaire, à l'origine subhorizontale, liée à un fort raccourcissement vertical et à une composante cisailante vers le SW, qui peut *a priori* se développer aussi bien en régime tectonique compressif avec chevauchements, qu'extensif avec détachements. C'est traditionnellement la première interprétation qui est adoptée dans les Pyrénées, du fait de l'existence d'incontestables chevauchements hercyniens précoces D1a, notamment vers le haut de la pile lithotectonique (feuilles Prats-de-Mollo, Prades et Céret), mais les choses sont moins évidentes dans les domaines plus profonds. La question peut se poser, par exemple, pour l'accident du Puigmal (feuille Prats-de-Mollo), contact fini-D1 (D1') qui, bien que soustractif vis-à-vis de la lithostratigraphie, a d'abord été interprété comme un chevauchement (Laumonier et Autran, 2001) avant d'être réinterprété comme un détachement (voir notice Prats-de-Mollo, 2015, p. 84-88

et 99-100) associé au métamorphisme de BP-HT (Le Bayon et Cochelin, 2020), tardif donc dans la nomenclature adoptée ici ; il en irait de même pour le « chevauchement » du Conflent (feuille Prades). Sur la feuille Arles-sur-Tech, du fait notamment de l'importance des granitoïdes finihercyniens et de la tectonique alpine, il n'a pas été possible d'identifier cette tectonique extensive fini-D1.

## Les structures hercyniennes tardives (D2)

La structure cartographique tardive majeure est le dôme anticlinal N110°E du Roc de France, qui déforme les gneiss et les micaschistes profonds, ainsi que le pluton de La Jonquera (du moins, sa base). La tectonique alpine, au Nord-Ouest de la feuille, défigure la zone synclinale hercynienne, bien préservée dans l'unité du Vallespir, qui sépare l'anticlinal du Roc de France de celui du Canigou dont seule l'extrémité Sud-Est est visible sur la feuille Arles-sur-Tech ; l'anticlinal du Roc de France est incomplet car tronqué par le chevauchement du Vallespir et la faille du Tech. Ces mégastructures hercyniennes tardives sont attribuées à la phase D2b, phase de *doming* essentielle dans les Pyrénées. Cependant, il existe, après la déformation précoce D1-S1 et avant la déformation D2b, une phase de déformation tardive plus ancienne, D2a, moins évidente cartographiquement mais essentielle par ses relations avec le métamorphisme – qui probablement culmine à ce moment-là – et *pro parte* le plutonisme (*cf. infra*).

### La déformation D2a

Elle s'exprime bien dans les Micaschistes de Montalba-d'Amélie de la moitié occidentale de l'anticlinal du Roc de France. Les micaschistes présentent souvent une schistosité de crénulation S2a qui reprend vigoureusement la schistosité précoce S1 mais sans toutefois la transposer complètement ; sur le terrain, la microstructure dominante est donc souvent une schistosité S1-2a (*sur la carte, elle est notée « S3 et/ou S4 », selon l'ancienne numérotation de la feuille Prades*). Les plis P2a, très serrés voire isoclinaux, au plus d'échelle métrique, dont S2a est plan axial, sont typiquement orientés E-W à WNW-ESE et sont à vergence N-NNE, comme l'indique également la linéation d'étirement L2a. Cette structuration est bien observable dans les ravins au Sud de Reynès et d'Amélie-les-Bains (ravins du Mas Nou et de Can Guillet, gorges du Mondony). Dans les orthogneiss, la déformation D2a se marque par des plis P2a mais surtout par des cisaillements ductiles, des figures sigmoïdes et des structures C/S affectant la schistosité S1 à l'échelle décamétrique, avec la même vergence N-NE, comme on peut le voir, notamment, sur la colline de la Montagnole à 1 km au SW de Reynès, ainsi que le long de la D53b à l'W de Montalba-d'Amélie. Cette déformation D2a est décrite comme D2\* par J.-L. Lagarde (1978, thèse), qui toutefois ne l'a pas différenciée de D2b, et comme D2\* dans Liesa (1988, thèse) et dans Liesa et Carreras (1989), où elle est largement confondue avec D1 ; il en va de même

dans Olivier *et al.* (2016). (*L'astérisque \* signale la notation des auteurs cités.*) On peut peut-être rapporter à D2a des failles inverses ductiles expliquant, en partie au moins, les intercalations d'orthogneiss dans les micaschistes (par exemple, au Puig del Bousquet, au N de Montalba-d'Amélie ; cf. **Fig. 13**). Au toit des Gneiss du Roc de France, la déformation D2a se traduit par des plis déca- à hectométriques à vergence N. Dans la partie orientale de l'anticlinal du Roc de France (dôme du Mas Blanc), vu l'intensité des déformations D2b, du métamorphisme (développement de l'anatexie) et des couloirs mylonitiques plus tardifs, il devient difficile d'identifier les structures D2a et de les différencier des structures D2b (cf. *infra*) ; cependant, on les retrouve dans les parties profondes du massif des Albères, au Nord-Est (voir notice Argelès-sur-Mer – Cerbère).

À la bordure Ouest du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, on peut rapporter, avec doute, les plis hectométriques NE-SW à vergence NW qui, à l'W du Tech, renversent la Formation de Canaveilles ; ici, les plis P2a seraient réorientés par le granite, qui semble les recouper. Les plis à vergence N-NE sont typiques de la phase D2a des Pyrénées orientales (Guitard *et al.*, 1984 ; Laumonier *et al.*, 1984 ; voir notice feuille Prades) et centrales (Denèle *et al.*, 2014). Toutefois, la composante extensive (aplatissement vertical) et rotationnelle (échappement du haut du bâti vers l'E) typique de cette phase (Laumonier *et al.*, 2010) n'a pas été mise en évidence sur la feuille Arles-sur-Tech.

### **La déformation D2b**

Le cœur de l'**anticlinal du Roc de France** correspond au dôme du Mas Blanc, à l'Est du massif. Cette structure a été décrite par : (i) J.-L. Lagarde (1978), qui la rapporte à sa D2\* ; (ii) par J. Geyssant *et al.* (1978), qui définissent deux phases de plissement, l'une NE-SW, dominante, l'autre E-W à NW-SE, subordonnée ; (iii) par M. Liesa (1988) et M. Liesa et J. Carreras (1989), qui définissent également une phase D3\* NE-SW reprise par une phase D4\* E-W à NW-SE. Ce domaine souvent anatectique se caractérise par une schistosité S2b subverticale porteuse d'une linéation L2b chaude à biotite et sillimanite elle-même subverticale, S2b étant plan axial de plis P2b droits ou faiblement déversés au S, serrés, parfois à axes courbes ou ptygmatisés, orientés les uns N45-60°E, les autres N120-135°E ; il est probable que les premiers soient plus anciens que les seconds, conformément à ce qui s'observe sur la feuille Prades (où ces plis sont attribués, respectivement, à D5\* et à D6\*) et la feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère (D2b' et D2b"). L'interférence de ces deux phases de plissement explique bien les structures cartographiques, c'est-à-dire le dôme anticlinal du Mas Blanc (pour lequel une composante diapirique ne peut pas être exclue ; cf. *infra*) et la cuvette synclinale du Puig de la Cabre qui lui fait suite à l'Ouest. Cette conclusion peut être généralisée à l'ensemble de l'anticlinal du Roc de France, qui se présente comme un mégapli d'axe N120°E faiblement plongeant à l'Ouest et s'ennoyant au Sud-Est (secteur de las Illas, par exemple).

Le pluton de Saint-Laurent – La Jonquera est déformé comme l'anticlinal du Roc de France, en particulier son plancher (ce qui atteste la mise en place anté-D2b d'au moins la base du laccolithhe) ; le pluton s'ennoie lui aussi vers le SE, vers La Jonquera et au-delà. Rappelons enfin que toute la moitié nord-occidentale de cette mégastucture anticlinale manque, du fait des chevauchements alpins et de la faille du Tech, ce qui confère à l'ensemble l'allure d'un demi-dôme.

On peut globalement rapporter à la phase D2b d'autres grandes structures hercyniennes tardives de la feuille Arles-sur-Tech :

- dans l'angle Nord-Est de la feuille, l'amorce de la **zone synclinale du Perthus**, NW-SE, qui sépare l'anticlinal du Roc de France - La Jonquera de celui des Albères (feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère) ;
- au Sud, l'amorce de la zone synclinale faisant suite à l'anticlinal du Roc de France, et soulignée par les schistes de Jujols de la Serre de la Garsa et l'Ordovicien supérieur de Mont Roig, et très largement masquée sous la couverture alpine de la ZSP ;
- au Nord-Ouest, la retombée sud-orientale NW-SE du **dôme du Canigou** (feuille Prades) et l'inflexion synclinale NE-SW qui affecte la Formation de Canaveilles à l'W de Corsavy ;
- dans l'unité du Vallespir, le cœur du **synclinal du Vallespir**, ENE-WSW, qui séparait les anticlinaux du Canigou et du Roc de France et est oblique sur ces deux anticlinaux ; la trace axiale de ce pli déversé au SSE passe par le Puig de l'Escatirou (les relations entre ces trois mégastuctures sont largement masquées par la tectonique alpine) ;
- à l'Ouest dans l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans, les plis NE-SW déversés au SE visibles dans la Formation de Canaveilles de la zone du Tech.

### **Les métamorphismes, relations avec la tectonique hercynienne**

Après les travaux pionniers de G. Guitard et J.H. Zwart, le métamorphisme hercynien des Pyrénées orientales a fait l'objet d'un certain nombre d'études de portée locale ou régionale (voir Guitard *et al.*, 1996). Plus récemment, les conditions en ont été précisées avec les travaux de B. Azambre et G. Guitard (2001) et B. Laumonier et coll. (2010) sur les Pyrénées centro-orientales, de L. de Hoÿm de Marien et coll. (2019) sur le Canigou, et de E. Druguet (2001) et M. Vilà et coll. (2007) sur le Cap de Creus et les Albères. Plus spécifiquement liés à la feuille Arles-sur-Tech, il convient de citer les travaux de M. Liesa et J. Carreras (1989), M. Liesa (1994), M. Navidad et coll. (1996), et C. Aguilar et coll. (2014, 2015, 2016) sur le massif du Roc de France. Ces travaux ont conduit à deux modèles distincts, comme détaillé plus loin : l'un envisageant un simple chemin horaire avec décompression adiabatique (par ex. : Liesa et Carreras, 1989 ; Aguilar *et al.*, 2015), l'autre invoquant la succession de deux épisodes progrades (Laumonier *et al.*, 2010 ; de Hoÿm de Marien *et al.*, 2019). Une synthèse des relations entre évolution structurale, métamorphisme et

plutonisme peut être également trouvée dans la notice de la feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère (Laumonier *et al.*, 2015b).

Dans les Pyrénées orientales, il est possible de définir trois épisodes métamorphiques hercyniens successifs : deux, MI et MIII, de type moyenne température – moyenne pression (MT-MP) encadrant un troisième (MII) de type haute température – basse pression (HT-BP). MI est lié aux déformations précoces D1, alors que MII et MIII sont synchrones des déformations tardives D2-D3 (Fontelles et Guitard, 1971 ; Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010). Le métamorphisme MIII n'a pas été formellement identifié sur la feuille Arles-sur-Tech. Le métamorphisme de contact des grands plutons est en revanche très développé. La présentation qui suit est basée sur le modèle de Laumonier *et al.*, (2010), repris plus récemment par de Hoÿm de Marien *et al.* (2019). Concernant l'interprétation monocyclique, le lecteur pourra se reporter notamment à Liesa (1994), Liesa et Carreras (1989), et Aguilar *et al.* (2015).

### ***Le métamorphisme MT-MP précoce MI***

Le métamorphisme barrovien MI, qui s'est développé en réponse aux déformations et à l'épaississement précoces D1, a été caractérisé dans le cœur du massif du Canigou (Micaschistes de Balatg) par l'occurrence d'une association relique staurotide-disthène-anorthite et dans le massif des Albères voisin par du disthène relique. Ces minéraux mésozonaux n'ont pas été identifiés dans le massif du Roc de France, le métamorphisme barrovien MI, qui s'est sans doute là également développé vers la fin de D1, étant presque totalement effacé dans la mésozone MII. Dans le haut de la pile lithotectonique, la schistosité S1 à chlorite-muscovite des schistes du Groupe de Jujols doit lui être associée. À plus grande profondeur, dans les micaschistes du Groupe de Canaveilles, S1 devait être à muscovite-biotite ( $\pm$  grenat), mais on peut estimer que l'isograde de la biotite I était plus profond que l'isograde de la biotite II : lorsque la schistosité S1 est à biotite (dans la mésozone MII), cette biotite est donc : (i) soit une chlorite I mimétiquement transformée en biotite, au-dessus de l'isograde de la biotite I ; (ii) soit une biotite I recristallisée (Laumonier *et al.*, 2010). Aucun autre minéral relique de cet épisode métamorphique précoce (en particulier le disthène) n'a été observé dans les micaschistes de la feuille Arles-sur-Tech.

Les conditions du pic thermique de cet épisode MI sont estimées à 575 °C / 5 kbar (Laumonier *et al.*, 2010) au niveau des micaschistes de Montalba, tout à fait comparables à celles estimées plus récemment (600 °C / ~ 5 kbar) pour les micaschistes de Balatg (de Hoÿm de Marien *et al.*, 2019). Des valeurs plus élevées (750 °C / 7.5 kbar) ont été proposées pour les parties les plus profondes (Aguilar *et al.*, 2015).

### *Le métamorphisme de HT-BP (MII)*

Le second épisode métamorphique HT-BP MII est post-D1 et culmine au début des phases tardives (D2a surtout) et du début du plutonisme. Il affecte la totalité des terrains hercyniens et préhercyniens, à l'exception des roches plutoniques qui, quant à elles, développent un métamorphisme de contact localement fort. Il a été étudié sur la feuille Arles-sur-Tech par G. Guitard (1970[1965] et G. Guitard *et al.* 1996b), pour le massif du Canigou principalement, et par M. Liesa (1988, 1994) pour le massif du Roc de France.

Le modèle général (Laumonier *et al.*, 2010) propose que, régionalement, les recristallisations MII correspondent à un métamorphisme mésozonal, prograde, de HT-BP, à biotite, cordiérite, ± staurotide, andalousite et sillimanite-muscovite ; il est globalement stratiforme et synchrone de la première phase tardive D2a. Dans le détail, MII s'est développé à pression légèrement décroissante (de 3 à 2,5 kbar environ), pour une température proche de 540 °C mais croissante, passant d'un stade à staurotide-andalousite (MIIa, de type intermédiaire de basse pression) à un stade à cordiérite-andalousite (MIIb, de type HT-BP *sensu stricto*), au niveau de l'isograde de l'andalousite IIb (Laumonier *et al.*, 2010) ; l'essentiel de la chute de pression intervenue entre MI et MII (2-2,5 kbar) s'est donc produit à la faveur de l'épisode de déformation D1'. Le métamorphisme mésozonal culmine pendant ou juste après D2a, les isogrades mésozonaux étant plissés par les mégaplis tardifs P2b : les dômes métamorphiques si typiques des Pyrénées sont surtout des dômes structuraux. Au cœur des dômes tardifs D2b se développe une catazone à sillimanite – feldspath potassique précédant de peu le domaine de l'anatexie et liée à des leucogranites, MII pouvant perdurer pendant D2b dans un contexte de décompression, ce qui suggère que le cœur des dômes puisse être en partie diapirique.

Les observations effectuées à l'occasion du levé de la carte Arles-sur-Tech vont globalement dans le sens de ce modèle général, établi à partir des dômes du Canigou, des Albères et des Pyrénées centrales : la staurotide précède l'andalousite (dans laquelle, comme le grenat, elle est relique), la sillimanite est relativement tardive ; dans les microplis P2a, la biotite marquant S1 est recristallisée en arcs polygonaux mais souligne également S2a, selon le plan axial des plis ; l'andalousite présente des structures sigmoïdes indiquant qu'elle est anté- à syn-D2 ; des cisaillements syn-anatexie compatibles avec D2b affectent le cœur du dôme ; etc. Sur la carte ont été distinguées, dans les métapélites banales, les zones à chlorite ( $Z^{ch}$ ) à biotite ( $Z^b$ ), à cordiérite-andalousite ( $Z^{ac}$ ), à sillimanite-muscovite ( $Z^s$ ), et à sillimanite – feldspath potassique ± anatexie ( $M$ ). Si les isogrades sont globalement stratiformes, on peut noter que dans l'Est du dôme du Roc de France l'isograde de la sillimanite est situé au-dessus des gneiss, ce qui peut s'expliquer par l'amincissement de ces gneiss vers l'E et/ou le grand développement du plutonisme dans le cœur du dôme.

Les conditions PT estimées pour la culmination de cet épisode MII varient selon les auteurs, mais sont de l'ordre de  $\geq 400$  °C/2-2,5 kbar à l'isograde de la biotite et de 700-750 °C/~ 4 kbar dans les parties les plus profondes (Aguilar *et al.*, 2015 ; de Hoÿm de Marien *et al.*, 2019 ; Guitard et Mozgawa-Krutov, 1986 ; Guitard *et al.*, 1996 ; Laumonier *et al.*, 2010 ; Vilà *et al.*, 2007).

### ***Le métamorphisme de contact des plutons hercyniens***

Le plutonisme du massif du Roc de France est représenté par le pluton granitique de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera et par le stock gabbro-dioritique de Céret qui développent une auréole de contact marquée. Comme discuté plus haut il est probable que le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera se soit mis en place entre 310 et 300 Ma environ (Cocherie, *in* Laumonier *et al.*, 2015b ; Denèle *et al.*, 2014 ; Maurel, 2003), gamme d'âge dans laquelle s'intègre le stock de Céret avec un âge compris entre 312 et 307 Ma (Aguilar, 2013). Il est à noter que les âges obtenus sur les migmatites (Aguilar, 2013) sont peu significatifs quant à l'âge des recristallisations métamorphiques : tels l'âge de  $320 \pm 13$  Ma obtenu sur une migmatite de la série inférieure prélevée à proximité du Mas Janer et caractérisé par une large incertitude et un MSWD très élevé (9,9), ou les âges d'un échantillon de migmatite de l'auréole de contact du stock de Céret ( $> 570$  Ma) qui traduisent un héritage. On peut donc retenir que le plutonisme et les phases hercyniennes tardives D2a à D2c sont globalement synchrones, s'étalant entre 310 et 300 Ma environ. Ce plutonisme débute après (parfois pendant) D2a, par des intrusions laccolitiques dans la mésozone principalement, peut se poursuivre pendant D2b et s'achève pendant D2c sous forme de plutons épizonaux souvent discordants (synthèse *in* Laumonier *et al.*, 2010 ; Denèle *et al.*, 2014). De ce point de vue, le plancher tonalitique du pluton de La Jonquera est remarquable : d'une part il est parfaitement concordant avec la série métamorphique bien que post-métamorphique, et d'autre part il est ployé comme l'est la série métamorphique par le dôme du Roc de France, ce qui montre qu'il s'est mis en place entre D2a et D2b.

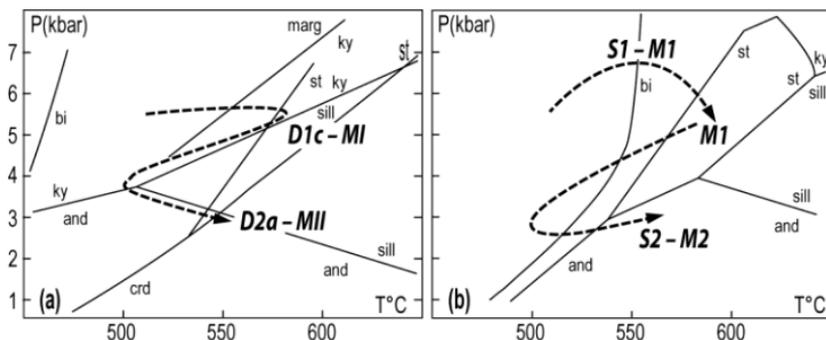
Dans la mésozone légère (zone à biotite) et surtout dans l'épizone (zone à chlorite-muscovite), le métamorphisme de contact se manifeste par des schistes tachetés et des cornéennes ( $\Gamma$ ) parfois spectaculaires. C'est le cas au toit (Serre de la Garse) et à la bordure ouest du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, autour du pluton de Batère (spécialement à son toit, à l'E d'Amélieles-Bains) et au toit d'un pluton non affleurant dans l'unité du Vallespir, à l'E d'Arles-sur-Tech (possible prolongement du pluton de Batère). Par contre, là où le degré métamorphique régional MII était élevé, il devient difficile de distinguer le métamorphisme de contact. C'est le cas dans l'Est du dôme du Roc de France, l'encaissant inférieur du pluton de La Jonquera se plaçant dans la zone à sillimanite-muscovite ( $Z^s$ ), et plus particulièrement dans le cœur du dôme, autour des gabbros-diorites, où des paragenèses à hypersthène-grenat ( $\Gamma^g$ ) indiquent que des conditions granulitiques ont été atteintes. Les deux

auréoles ont été décrites par les auteurs catalans (Liesa, 1989, 1994 ; Aguilar *et al.*, 2015, 2016).

Dans les parties profondes l'assemblage à cordiérite + feldspath potassique est présent dans les deux auréoles, alors que l'assemblage grenat + feldspath potassique ne se rencontre qu'autour du stock mafique de Céret (Liesa, 1989). Une première estimation des conditions P-T du métamorphisme de contact (Liesa, 1994) a donné des valeurs de  $\sim 550$  °C/2,2 kbar et  $\sim 625$  °C/3,2 kbar respectivement pour les parties supérieure et inférieure du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, et de 650-700 °C pour l'auréole du stock de Céret dans laquelle apparaissent les migmatites. Une récente modélisation thermodynamique des conditions du pic métamorphique obtenues à partir des migmatites de faciès granulite de l'auréole de contact du stock de Céret donnent des valeurs nettement supérieures avec des températures de l'ordre de 840 °C et des pressions de 7-8 kbar (Aguilar *et al.*, 2016). Le lecteur se reportera à ces derniers auteurs pour un aperçu plus complet des conditions de la fusion partielle dans cette auréole.

### **Conclusion : chemin(s) P-T-t-D**

Le caractère prograde des épisodes MI et MII séparés par une nette chute de température et de pression pendant D1', va à l'encontre de l'interprétation monométamorphique des auteurs catalans, qui n'envisagent qu'un seul épisode métamorphique constitué d'un premier stade d'enfouissement suivi d'un second stade d'exhumation (voir notamment Aguilar *et al.*, 2015, pour le massif du Roc de France ; voir également la discussion in Laumonier *et al.*, 2010). B. Laumonier *et al.* (2010) et L. de Hoÿm de Marien *et al.* (2019), à partir d'une approche différente, les premiers se basant sur les évolutions paragéométriques des dômes des Pyrénées orientales et centrales, les seconds se fondant sur les phases de croissance du grenat, arrivent à un scénario globalement identique impliquant une évolution polymétamorphique. Les chemins P-T-t proposés, mis en regard (**Fig. 14**), montrent : (i) un premier épisode de recrystallisations liées à un épaississement intra-crustal suivi d'une décompression et d'un refroidissement (MI-D1 et D1'), considérés comme s'étant déroulé entre  $\sim 315$  et 310 Ma, et (ii) un second épisode synchrone du plutonisme, entre  $\sim 310$  et 300 Ma, et caractérisé par un réchauffement marqué de la croûte. La chute de pression majeure qui intervient après le pic thermique MI et pendant l'épisode d'exhumation D1' ( $\sim 310$  Ma), intercalé entre D1c/MI et D2a/MII, est de l'ordre de 2-2,5 kbar.



**Fig. 14 - Chemin pression-température-temps-déformation reconstitué du polymétamorphisme hercynien.** (a) selon Laumonier *et al.* (2010) ; (b) selon de Hoÿm de Marien *et al.* (2019). Simplifié d'après les figures des auteurs. (bi = biotite, marg = margarite, st = staurotide, crd = cordiérite, and = andalousite, sill = sillimanite, ky = disthène.)

## Le plutonisme, relations avec la tectonique et le métamorphisme de HT-BP

### Mise en place des plutons hercyniens

Le plutonisme (voir section *roches magmatiques hercyniennes*) est constitué, sur la feuille Arles-sur-Tech, de trois types principaux d'intrusions : (i) des grands plutons granitiques calco-alcalins, les massifs de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera et de Batère ; (ii) des petites intrusions mafiques (Céret et Saint-Jean-de-l'Albère) ; et (iii) des filons de leucogranites de type S d'origine anatectique (mieux représentés sur la feuille voisine Argelès-sur-Mer – Cerbère). Dans le massif du Roc de France, le mode de mise en place des grands plutons a été récemment abordé dans Olivier *et al.* (2016) et Liesa *et al.* (2021). Le premier de ces deux travaux (mais pas le second) développe un modèle de mise en place proche de ce qui a été proposé pour les plutons de Mont-Louis, des Albères et plus généralement des Pyrénées orientales (Autran *et al.*, 1970 ; Guitard *et al.*, 1984, 1998 ; Debon *et al.*, 1996 ; Olivier *et al.*, 2004, 2008 ; Vilà *et al.*, 2007 ; Laumonier *et al.*, 2010 ; notices Mont-Louis et Argelès-sur-Mer – Cerbère, 2015 ; etc.).

La partie basale du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera, parallèle à la foliation, est intrusive dans la Formation de Canaveilles (faciès amphibolite), alors que son toit atteint le sommet de la Formation de Cabrils et la Formation d'Alós d'Isil (faciès schiste-vert, zones à chlorite et biotite) sur lesquels il est légèrement sécant. À partir d'une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), Ph. Olivier et coll. (2016) mettent en évidence un gradient de déformation, la partie inférieure du pluton (tonalites, granodiorites) étant plus intensément déformée que la partie sommitale (monzogranites, leucogranites) ; ils en déduisent que le pluton est constitué de la coalescence syntectonique d'une succession de feuilletts magmatiques de

plus en plus différenciés, avec *in fine* des faciès témoignant de processus d'exsolution des fluides (miaroles). Ces résultats suggèrent que le pluton pourrait avoir été alimenté par un système de filons reliés à un réservoir profond en cours de différenciation situé dans la croûte inférieure (Cocherie, 1985 ; Liesa *et al.*, 2021). À l'image des plutons hercyniens des Pyrénées centro-orientales, la mise en place de ce massif est globalement synchrone des phases D2a à D2c. Les modifications ultérieures se limitent à son exhumation et à son basculement vers le Sud durant le cycle alpin.

Les complexes mafiques se sont mis en place probablement durant D2a, dans les parties profondes de la Formation de Canaveilles pour le massif de Céret, le plus important, tandis que la mise en place s'est faite à un niveau supérieur dans la zone à biotite de la Formation de Cabrils pour celui de Saint-Jean-de-l'Albère.

Les leucogranites se présentent soit sous forme de corps anatectiques (migmatites) affectés par les déformations D2b, soit en filons et sills souvent pegmatitiques, intrusifs tant dans le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera que dans les intrusions mafiques, formant pour l'essentiel un réseau orienté NE-SW syn- à post-D2b. Il a été montré sur la feuille Argelès-sur-Mer – Cerdère que l'enveloppe supérieure du remarquable champ filonien de leucogranites-pegmatites (Jauzein, 1953 ; Malló *et al.*, 1995 ; notice, 2015) est subparallèle aux isogrades métamorphiques de HT-BP MII, et plus précisément qu'elle se place vers le milieu de la zone à cordiérite-andalousite, c'est-à-dire approximativement vers l'isotherme 575 °C. Les relations entre le métamorphisme HT-BP, l'anatexie, l'eau et ces pegmatites-leucogranites « péri-anatectiques » ont été analysées en détail il y a déjà longtemps par A. Autran et coll. (1970).

### ***Conclusion : un plutono-métamorphisme syntectonique tardihercynien***

F. Debon et coll., dans leur synthèse sur le magmatisme varisque des Pyrénées (1996), ont discuté de son mode de genèse, ce qui les a conduits à envisager la combinaison de plusieurs processus :

- injection de magmas basaltiques, issus de la fusion partielle du manteau supérieur, dans la croûte continentale inférieure entraînant sa fusion partielle ( $\pm$  hybridation) et conduisant à la formation : d'une part de complexes mafiques (par ex. : Céret, Saint-Jean-de-l'Albère) ; d'autre part de magmas granodioritiques à tonalitiques ;
- différenciation en profondeur des magmas granodioritiques donnant une suite allant jusqu'aux monzogranites leucocrates ;
- fusion partielle de niveaux plus superficiels de la croûte continentale générant les termes les plus acides, tels les leucogranites anatectiques bien représentés sur les feuilles d'Argelès-sur-Mer – Cerdère et Arles-sur-Tech (Autran *et al.*, 1970), voire les granites sombres à cordiérite du massif des

Trois Seigneurs (Zone nord-pyrénéenne) pour les taux de fusion les plus élevés (Wickham et Taylor, 1987) ;

– interaction avec des fluides métamorphiques ou météoriques (Bickle *et al.*, 1988 ; Fourcade, 1981 ; Wickham et Taylor, 1987).

Ce modèle a été récemment précisé et replacé dans son contexte géodynamique (Liesa *et al.*, 2021). Se fondant sur la présence précoce de l'amphibole, ces auteurs considèrent que les magmas mafiques seraient issus d'un magma mantellique métagénésé en lien avec un processus de subduction. La contamination crustale resterait mineure dans le cas du complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère isotopiquement le plus primitif, celui de Céret attestant d'une contribution crustale plus importante. À la suite de travaux plus anciens (Cocherie, 1985 ; Debon *et al.*, 1996), ils s'accordent sur le fait que les données favorisent un modèle selon lequel la suite magmatique constituant le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera dériverait d'un unique magma parent hybridé en profondeur, plutôt que d'une contamination au cours de la mise en place. Ils confirment également l'absence de relations génétiques entre les faciès granodioritiques-monzogranitiques et les leucogranites, ces derniers trouvant leur origine dans la fusion partielle des métapélites et *pro parte* des orthogneiss. Ils discutent, sans toutefois trancher, deux hypothèses possibles pour la genèse des magmas parents de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera : (i) liquides dérivés d'un manteau métagénésé en contexte de subduction (*Cordilleran-type magmas*), ou (ii) dérivés de la fusion partielle de la croûte inférieure par sous-placage de magmas mafiques mantelliques (*Caledonian-type*). Le lecteur pourra se reporter à l'article de M. Liesa et coll. (2021) pour les détails de l'argumentation.

Des données exposées dans les sections précédentes, il ressort la concomitance entre ce plutonisme, les déformations tardives D2 (D2a-c) et la phase prograde du métamorphisme MII de HT-BP succédant à la décompression et au refroidissement inter-MI-MII. Plutonisme et métamorphisme apparaissent donc comme le résultat d'un unique événement thermique d'origine profonde affectant à la fois le manteau supérieur et la croûte inférieure-moyenne, à l'origine donc d'un plutono-métamorphisme spectaculaire développé dans un régime tectonique fluctuant, de type extension syn-convergence (D2a), puis convergent (D2b) et enfin décrochant transpressif (D2c), ce dernier se poursuivant pendant D3 (Laumonier *et al.*, 2010). Cependant, ce régime tectonique est considéré comme essentiellement transpressif par M. Vilà *et al.* (2005, 2007), ou encore compressif avec une forte composante diapirique dans le massif du Roc de France (Aguilar *et al.*, 2015). Un mécanisme de délamination sous-crustale (Vielzeuf, 1984) pourrait être à l'origine du métamorphisme MII qui culmine pendant D2a mais perdure jusque pendant D2b, et du plutonisme qui débute dès D2a et perdure jusqu'à D2c. L'intense fusion partielle qui affecte la croûte inférieure-(moyenne) en modifierait considérablement la rhéologie et rendrait possible, pendant D2b : (i) le

plissement par flambage de la croûte (moyenne)-supérieure restée rigide ; et (ii) son découplage de la croûte inférieure granulitique restitutive grâce à une croûte moyenne largement fondue (Laumonier *et al.*, 2010). Dans la croûte moyenne, l'anomalie thermique s'efface ensuite rapidement, ce qui permet le développement en conditions rétro-morphiques de la mylonitisation finihercynienne D3. Au total, ce **plutono-métamorphisme syntectonique** assez complexe se révèle avoir été de courte durée, environ 10 Ma, entre ~ 309-307 Ma et ~ 300-298 Ma ; il est largement synchrone du volcanisme finihercynien stéphanien et autunien (~ 305-285 Ma). Le contexte géodynamique sera présenté dans la section *cycle hercynien de la synthèse géodynamique régionale*.

### **Les structures mylonitiques décro-chevauchantes dextres (D3)**

Dans les Pyrénées orientales, d'importantes bandes mylonitiques affectent l'ensemble des terrains hercyniens métamorphiques et plutoniques : faille E-W de Mérens (feuilles Prades et Mont-Louis), zone mylonitique SW-NE du nord-Canigou (feuille Prades), zone NW-SE du Perthus (feuilles Arles-sur-Tech, Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère), bandes mylonitiques des massifs des Albères (feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère) et du Cap de Creus. Elles ont un pendage NW, N ou NE souvent fort et une cinématique inverse, inverse-dextre ou dextre. Leur interprétation reste controversée. Pour certains auteurs, elles sont principalement alpines (Lamouroux *et al.*, 1980 ; McCaig et Miller, 1986 ; Soula *et al.*, 1986) voire préalpines, jurassiques (Vissers *et al.*, 2017 ; Druguet *et al.*, 2018) ou crétacé moyen (Monié *et al.*, 1994), pour d'autres auteurs, elles sont hercyniennes mais avec un rejeu alpin important (Costa et Maluski, 1988 ; Soliva *et al.*, 1993 ; Maurel, 2003) ou au contraire modeste (Carreras *et al.*, 1980 ; Geyssant *et al.*, 1980 ; Gleizes et Bouchez, 1989 ; Gleizes *et al.*, 1998 ; Evans *et al.*, 1997 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Carreras, 2001 ; Druguet *et al.*, 2018 ; Vissers *et al.*, 2020). En faveur d'un âge alpin, on a invoqué les âges radiométriques crétacés à éocènes obtenus, principalement, sur les micas des mylonites ainsi que la parenté structurale (orientation, cinématique) avec des chevauchements alpins avérés tels que le chevauchement des Aspres et le chevauchement de Darnius. En faveur d'un âge hercynien, on peut invoquer le fait qu'elles débudent, au moins en partie, dans des conditions rétro-morphiques d'assez haute température, notamment dans les granitoïdes carbonifères (stabilité de la biotite, de la clinozoïsite, du sphène et de l'albite). Les âges alpins obtenus sur les micas seraient alors associés à un rejeu, ou traduiraient dans certains cas une simple réouverture des systèmes isotopiques. De plus, dans les massifs des Albères et du Cap de Creus, elles pourraient être associées à des paragenèses barroviennes à disthène-staurotide-grenat (c'est le métamorphisme MIII : Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010) peu compatibles, semble-t-il, avec les conditions P-T prévalant dans la bâti hercynien lors des déformations alpines ; l'absence totale de métamorphisme dans le Trias et le Garumnien d'Amélie-les-Bains, de Coustouges et de Lamanère (Roméro, 1967) va dans le même sens. Dans

l'hypothèse d'un âge essentiellement hercynien, un désaccord existe sur la relation précise entre les mylonites et les autres déformations tardives : pour certains auteurs, les mylonites sont étroitement liées à la formation des dômes tardifs (D2b) dont elles souligneraient les bordures Nord (Carreras *et al.*, 1980). Pour d'autres dont les auteurs de la carte, et parce qu'elles affectent tous les granitoïdes largement synchrones de l'ensemble de la déformation D2, elles correspondent à l'ultime phase tardive D3 (D2d). Ces failles inverses-dextres régionales représentent donc la première déformation subsolidus subie par les granitoïdes dès lors que leur rigidité par cristallisation permet un comportement mécanique de corps solide. Compte tenu de l'âge des granitoïdes, ces accidents ont dû fonctionner à l'Autuno-Stéphanien (env. 300 Ma).

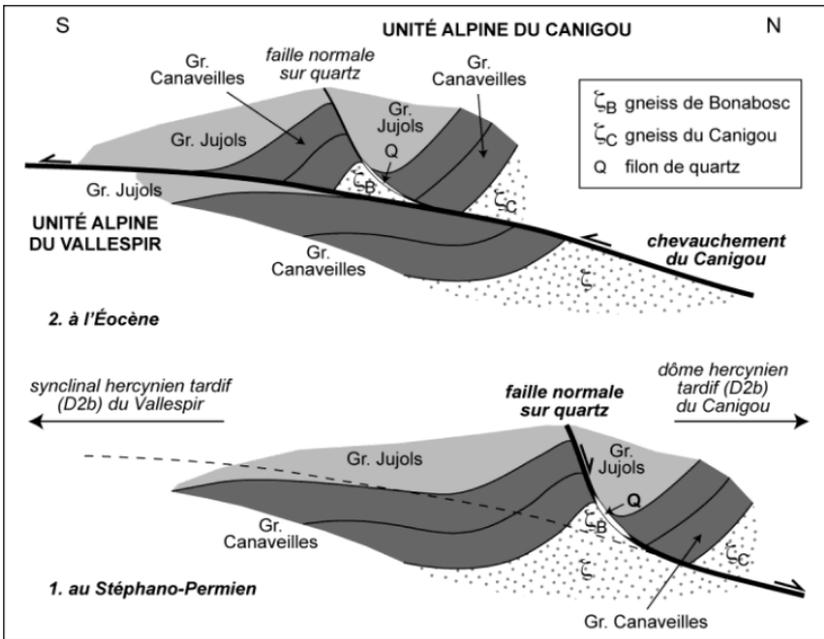
Sur la feuille Arles-sur-Tech, le domaine situé au Nord-Est d'une ligne Pic des Salines – Reynès est intensément affecté par ces couloirs décrochevauchants dextres, orientés NW–SE à NNW-SSE, et dont la répartition spatiale indique un gradient de déformation très marqué du SW vers le NE, en direction de la zone mylonitique majeure du Perthus. De part et d'autre de la zone du Perthus, on compte environ 16 bandes mylonitiques, plus ou moins anastomosées, réparties sur une dizaine de kilomètres de large entre le Pic Mirailles (feuille d'Arles-sur-Tech) et la crête des Albères (feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère). Ce sont des blastomylonites affectant le pluton de La Jonquera et qui enregistrent une déformation de relativement haute température, dans un état subsolidus. Ces couloirs blastomylonitiques, épais de quelques dizaines de mètres à 300 m environ, montrent des figures de cisaillements tout à fait remarquables (en particulier le long de la D 900 – l'ancienne N 9 – au N du Col du Perthus) traduisant un décrochement N130-140 dextre et un chevauchement vers le SE ; les plans de cisaillement (C3) et la foliation ultramylonitique (S3) sont inclinés de 40 à 60° vers le NNE-ENE, tandis que la schistosité associée (S3), lorsqu'elle est visible, est plutôt pentée vers le N. Dans ces structures C/S, la schistosité se marque par l'orientation des biotites et des enclaves basiques de taille décimétrique. On note également que certains bancs mylonitiques sont affectés par un boudinage de foliation compatible avec la cinématique décrochevauchante de cette déformation. Au microscope, les mêmes biotites brunes, appauvries en Ti, s'observent aussi bien dans la schistosité S3 que dans les plans de cisaillement C3. La zonation des plagioclases est partiellement préservée dans le cœur des cristaux qui sont réhomogénéisés en bordure lors de la mylonitisation. On observe également des blastèses de clinzoïsite et de sphène. Les reprises chevauchantes alpines, souvent difficiles à distinguer des déformations hercyniennes, sont plus localisées (étroites bandes de déformation mylonitiques à ultramylonitiques), plus froides et souvent de type ductile-fragile à fragile.

Les mylonites N120-140°E des massifs du Roc de France et des Albères forment une bande de déformation orientée N070°-E d'environ 35 km de long pour une largeur d'environ 5 à 8 km, tronquée par la faille néogène du Tech et, antérieurement, par la rampe alpine du Tech ; l'analyse de la tectonique alpine (*cf. infra*) explique que les zones mylonitiques (sauf peut-être un précurseur

du chevauchement des Aspres) ne se prolongent pas dans les unités alpines du Canigou et des Aspres.

### **Les « failles normales sur quartz » finihercyniennes**

De gros filons de quartz soulignent la limite entre les unités alpines du Canigou et du Vallespir, à Bonabosc au N d'Arles-sur-Tech, à la Solaneta au SSE de Corsavy et au Mas Sobraques à l'W de Montferrer. Ils jalonnent une grande faille normale ENE-WSW à fort pendage N, visible sur une dizaine de kilomètres entre le Ventous à l'W, où elle s'évanouit dans les gneiss du Canigou, et le Calciner à l'E, où elle est brusquement tronquée par la faille du Tech. Cette *faille de Bonabosc* abaisse le compartiment Nord et met en contact, à l'Est les gneiss de Bonabosc avec le toit du granite de Batère, et à l'Ouest les gneiss de la Solaneta avec les marbres du Serrat des Bouchères, ce qui traduit un rejet plurihectométrique diminuant d'E en W (environ 1 km à Bonabosc, quelques hectomètres à la Solaneta). Elle est reprise par le chevauchement du Canigou, moins penté (*shortcut thrust*), ce qui isole les gneiss de Bonabosc et de la Solaneta, sous forme de coins insérés entre des terrains moins profonds (micaschistes et granite de Batère de l'unité du Canigou au Nord, schistes du Groupe de Jujols de l'unité du Vallespir au Sud) – ces gneiss ne sont donc pas des petites intrusions granitiques ordoviciennes indépendantes (**Fig. 15**). Dans le massif du Roc de France, 300 m à l'E du Mas Montner, un dispositif identique (*faille du Mas Montner*), WNW-ESE, plus discret, est associé au chevauchement alpin du Roc de France.



**Fig. 15 - Les failles normales sur quartz finihercyniennes.** Coupe schématique (sans échelle) illustrant : (1) au Stéphano-Permien, les filons de quartz et les failles normales à regard N associées, probablement listriques (Puig Fabre (feuille Prats-de-Mollo ; Bonabosc, Solaneta, Mas Sobraques ; Mas Montner dans le massif du Roc de France) ; (2) l'inversion alpine de la partie profonde de la faille sur quartz et son trajet en shortcut pour former le chevauchement du Canigou séparant les unités du Canigou et du Vallespir, à l'Éocène. Ce dispositif biphasé explique les coins gneissiques de type Bonabosc insérés dans la série préhercynienne, au niveau d'érosion actuel.

De nombreuses failles normales du même type existent plus à l'Ouest jusqu'en Cerdagne, dans le massif gneissique du Canigou-Carança et plus spécialement à sa bordure Sud. Elles sont particulièrement développées sur la feuille Prats-de-Mollo, où elles sont décrites sous le nom de *failles normales sur quartz* (voir la notice Prats-de-Mollo, p. 101-105). L'âge de ces failles est incertain. L'association étroite avec des filons de quartz classiquement considérés comme fini-hercyniens suggère un âge également fini-hercynien autunien (Fontboté et Guitard, 1958) ; le long des failles le quartz est fortement mylonitisé avec mouvement de type normal, donc le quartz est en partie au moins antérieur aux failles. Un âge post-hercynien, médiocrétacé par exemple, n'est pas totalement à exclure pour les failles ; seules des datations radiochronologiques permettraient de régler la question. Il est par ailleurs remarquable que les failles synsédimentaires certainement éocènes du Sud de la carte (failles de Darnius – reprise par le chevauchement de Darnius – de la Salut, de Sant Aniol et d'Ormoier) ont une orientation et une cinématique identiques, mais qu'elles ne sont pas soulignées par du quartz (*cf. infra*). La

faille de Falgós-Pradells, à l'W de Coustouges, est plus ambiguë : faille normale sur quartz hercynienne à rejeu normal alpin ?

## *ÉVOLUTION ALPINE (MÉSOZOÏQUE-PALÉOGÈNE)*

À l'exception des failles normales fini- ou posthercyniennes décrites ci-dessus et de la faille normale néogène du Tech, les structures faillées visibles sur la feuille Arles-sur-Tech sont pour l'essentiel plusieurs chevauchements alpins, visibles tant dans le socle hercynien de la ZA que dans la couverture alpine de la ZSP ; le mégapli (flexure) déterminant la limite cartographique en ZA et ZSP est également alpin. La tectonique alpine est donc particulièrement complexe. Le stade orogénique majeur est d'âge éocène ; il est précédé, au Crétacé supérieur (Santonien supérieur à Maastrichtien) - Garumnien, par un stade orogénique dit précoce. L'orogénèse alpine succède à une longue et complexe période pré-orogénique allant du Permien jusqu'au Santonien inférieur, peu perceptible sur la feuille Arles-sur-Tech.

### **L'étape pré-orogénique (Trias - Crétacé supérieur *p.p.*)**

Sur la feuille Arles-sur-Tech, seul le début, triasico-liasique, de cette longue période est enregistré. L'absence du Permien molassique volcanosédimentaire fait que le Trias repose en discordance majeure sur le socle hercynien. Il se présente, ici comme dans le reste des Pyrénées et de l'Europe occidentale, sous son faciès germanique qui correspond à un cycle transgressif-régressif. D'abord, en bordure d'un continent dont les reliefs n'étaient pas encore complètement effacés, se dépose la série détritique fluviatile rouge du Buntsanstein. Puis s'installe la plate-forme carbonatée marine peu profonde et peu subsidente du Muschelkalk. Enfin, au Keuper, la plate-forme devient une lagune margino-littorale évaporitique. Le Lias – seulement conservé dans la klippe de Bac Grillera – représente le début du grand cycle transgressif-régressif jurassique. La mer revient dès le Rhétien et, au Lias, une nouvelle plate-forme carbonatée s'installe. Parfois évaporitique au Lias inférieur (Hettangien), ce que traduisent de puissantes brèches de dissolution, elle devient franchement marine ensuite (Sinémurien), mais les termes plus récents n'ont pas été conservés. Concernant la longue évolution qui va de la fin du Lias au Santonien inférieur, la feuille Arles-sur-Tech n'apporte pas d'informations, faute de terrains de cet âge. Cependant, une partie du découpage structural serait hérité du Crétacé "moyen" (*cf.* chapitre *Géodynamique*).

### **L'étape orogénique précoce (Santonien supérieur - Garumnien)**

Le Crétacé supérieur voit l'installation d'une plate-forme marine peu profonde, mixte, détritique et carbonatée. Ces dépôts sont conservés dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (leur extension vers le NW étant attestée par leur resédimentation dans le Miocène du Conflent, voir notice Prades), dans la

zone de Masarac et dans les klippes de Coustouges, Bac Grillera et Biure qui en étaient proches avant les déformations alpines (*cf. infra*). Là, ils reposent en discordance cartographique sur le Trias ou le Lias, et peut-être sur des plis décamétriques affectant le Trias carbonaté d'Amélie-les-Bains (Papa, 1984), sans qu'il soit possible de préciser l'âge (Crétacé "moyen" ?) de l'érosion qu'ils scellent. Cette plate-forme proximale, dont des témoins sont connus loin à l'Ouest, s'appuie au Sud contre un domaine probablement émergé et en voie d'érosion, le **massif de l'Èbre** (Bilotte *et al.*, 1979 ; Bilotte, 1985 ; Rosell *et al.*, 2001).

Par ailleurs, il est bien établi que, 70 km plus à l'W, dans la klippe de Pedraforca, le chevauchement de l'unité supérieure sur l'unité inférieure s'est fait au Campano-Maastrichtien, le contact étant fossilisé par des conglomérats garumniens ; cette déformation est, quoique plus discrètement, enregistrée dans l'écaille supérieure de la klippe de Bac Grillera par des brèches garumniennes reposant sur du Lias basculé et déformé.

Le Garumnien continental fait suite normalement au Campano-Maastrichtien marin quand il existe (Amélie-les-Bains, Masarac, klippes de Coustouges, de Bac Grillera et Biure), ou bien repose directement sur le socle ; dans ce cas, il est sans doute plus ou moins incomplet. Au Paléocène, le bassin garumnien se situe, globalement, au Sud du domaine déformé au Crétacé supérieur et en voie d'érosion (**Proto-Pyrenees**, in Calvet *et al.*, 2021). Cette période (~ 65-55 Ma) longue d'environ 10 Ma est tectoniquement beaucoup plus calme que l'étape orogénique précoce du Crétacé supérieur (~ 84-68 Ma) qui la précède et surtout que l'étape orogénique majeure de l'Éocène (~ 56-34 Ma) qui lui fait suite et pendant laquelle s'édifie la chaîne alpine proprement dite (**Ancestral Pyrenees**, in Calvet *et al.*, 2021).

## L'étape orogénique majeure (Éocène)

### Généralités

Des Pyrénées, larges de 80 km dans leur partie orientale, seuls le Sud de la ZA (formée de matériaux principalement hercyniens) et le Nord de la ZSP (formée de matériaux principalement posthercyniens) apparaissent sur la feuille Arles-sur-Tech. Ces **Pyrénées ibériques** forment un prisme tectonique, épais au niveau de la ZA et de plus en plus mince au niveau de la ZSP, transporté vers le S sur l'avant-pays méridional (**bassin de l'Èbre**) par le **chevauchement de Vallfogona** (nom local du Chevauchement frontal sud-pyrénéen), qui émerge 10 km au S de la carte (voir feuille Olot). L'essentiel de la structuration de ce domaine s'est déroulé pendant l'Éocène (~ 56-34 Ma), pendant et après le dépôt des formations éocènes (visibles sur la feuille Arles-sur-Tech) qui sont donc largement syntectoniques. Ce synchronisme entre un domaine en cours de déformation et un bassin flexural d'avant-pays incorporé progressivement dans la chaîne, n'est pas spécifique à la chaîne pyrénéenne,

mais y est particulièrement lisible du fait de la très bonne conservation des séries syntectoniques. Dans les Pyrénées orientales, la déformation a cessé à l'Éocène supérieur (Priabonien), vers 35 Ma, plus précocément que dans les Pyrénées centro-occidentales (Oligocène final, voire début du Miocène, ~ 25-20 Ma).

La partie orientale de la ZSP est connue globalement sous le nom de **nappe du Cadí** (Muñoz *et al.*, 1986). Elle est formée de trois segments structurés de manière différente (Laumonier, 2015) :

- à l'Ouest, elle constitue le **synclinal de Ripoll**, large de 10 km environ (feuilles Ripoll et La Pobla de Lillet) et qui, plus à l'Ouest encore, porte la **klippe de Pedraforca** ;
- au centre, elle s'élargit (15 km) et le flanc Nord du synclinal de Ripoll forme une zone haute tectoniquement complexe, la **Garrotxa**, visible en bordure Sud de la carte Arles-sur-Tech ; on peut également dire que le synclinal de Ripoll se dédouble autour de cette culmination anticlinale, au Nord de laquelle est conservée, dans le **synclinal de Beget-Monars-Coustouges**, la **klippe de Coustouges** ;
- à l'Est, c'est-à-dire à l'Est de la **faille d'Albanyà**, la structure s'amortit (la zone haute de la Garrotxa s'efface, le synclinal de Ripoll devient le large **synclinal de Vilaritg**) puis disparaît sous le Néogène du bassin de l'Empordà ; les **klippes de Bac Grillera et de Biure** prolongent celle de Coustouges.

La feuille Arles-sur-Tech est à cheval sur le segment central et le segment oriental de la ZSP.

Un système très complexe de chevauchements à vergence S-SW, certains non affleurants, séparant autant d'unités tectoniques, caractérise la région (**Fig. 5 ht2**). Au Nord, dans la ZA, il s'agit de chevauchements intra-socle de direction NW-SE, E-W et NE-SW pentés au NE, N et NW, dont l'un, le chevauchement des Aspres, affecte la couverture posthercynienne d'Amélie-les-Bains ; ces accidents sont recoupés par la faille du Tech. Au Sud de la ZA, des chevauchements globalement plats affectent la couverture alpine de la ZSP ; ils sont reployés synclinalement immédiatement au S de la ZA, ce qui permet la conservation des klippes de Coustouges et de Bac Grillera (*cf. supra*), et anticlinalement plus au Sud dans les culminations de la Garrotxa. Des plis alpins, déversés ou couchés au S, sont connus dans la ZA (synclinaux d'Amélie-les-Bains et de Darnius) et la ZSP (dans les klippes de Coustouges et de Bac-Grillera). Dans la moitié Sud de la carte, ce dispositif est compliqué par des failles NW-SE (faille de Falgós-Pradells) et N-S (faille d'Albanyà se prolongeant au Nord dans la ZA par la faille du Puig del Torn).

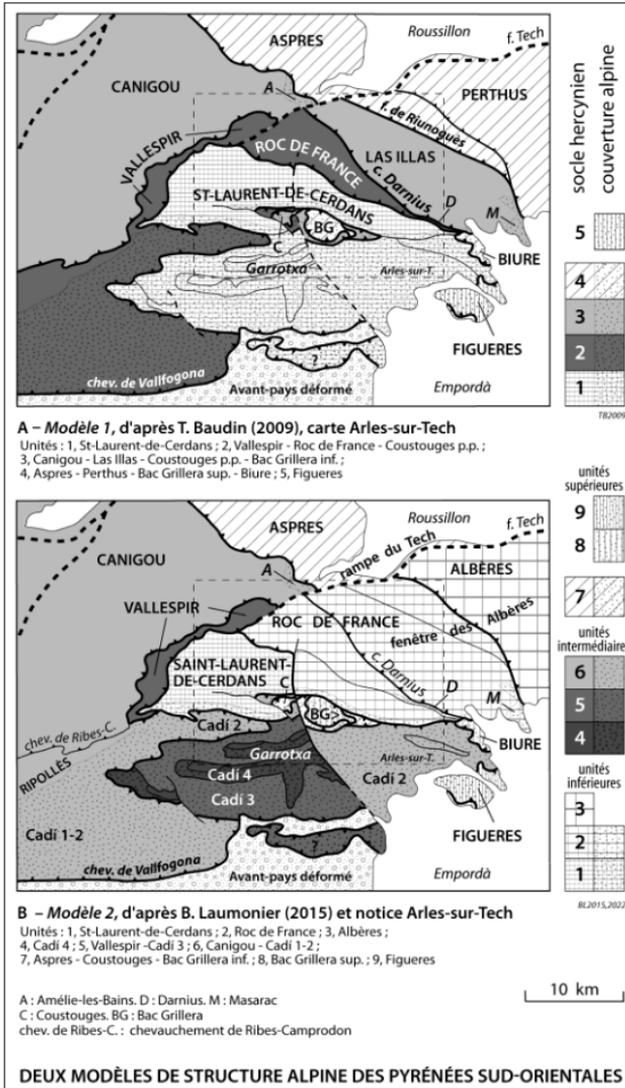
Ce dispositif pose de nombreuses difficultés d'interprétation. Les principales concernent :

- dans la ZA, la corrélation des chevauchements alpins de part et d'autre de la faille normale néogène du Tech ;

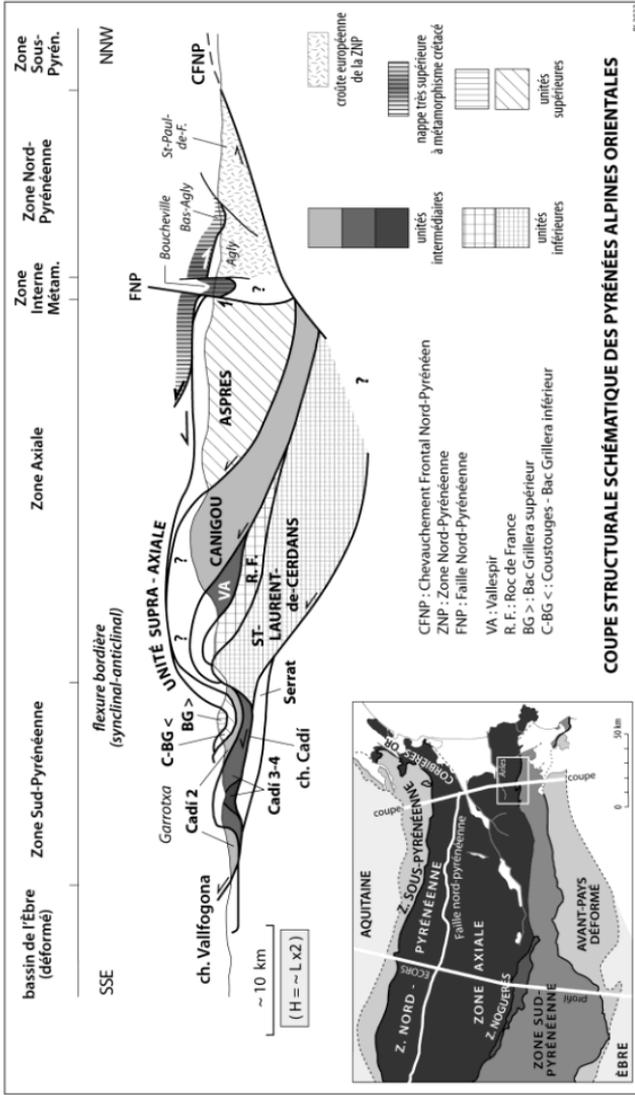
- la corrélation entre les chevauchements intra-ZA au Nord et intra-ZSP au Sud ;
- le degré d'allochtonie des terrains éocènes de la ZSP relativement au socle de la ZA ;
- les culminations anticlinales de la Garrotxa.

Pour résoudre ces difficultés, les auteurs de la carte ont développé deux modèles structuraux (**Fig. 16**) dont les principales différences vont être discutées ci-après :

- le premier modèle (*modèle 1*, T. Baudin, 2009) est exprimé par le schéma structural et la coupe figurant sur la carte Arles-sur-Tech ;
- le second modèle (*modèle 2*, B. Laumonier, 2015 ; feuille Prats-de-Mollo, 2015, et la présente notice) est également utilisé pour les feuilles voisines Argelès-sur-Mer – Cerbère, Céret et Prats-de-Mollo; il est également à la base de la coupe générale des Pyrénées orientales (**Fig. 17**).



**Fig. 16 - Deux modèles de découpage structural des Pyrénées alpines sud-orientales** (Laumonier, 2015, modifié). **A. Modèle 1**, utilisé pour le schéma structural et la coupe générale de la feuille Arles-sur-Tech (Baudin, 2009). **B. Modèle 2** (Laumonier, 2015, notice Arles-sur-Tech ; feuille Prats-de-Mollo, 2015). Plusieurs différences majeures sont à souligner. Elles portent sur : (i) dans la ZA, les corrélations des chevauchements alpins intra-socle de part et d'autre de la faille néogène du Tech ; (ii) les corrélations entre les chevauchements alpins intra-socle de la ZA et ceux de la ZSP. On notera en particulier que : (i) dans le *modèle 2*, la totalité de la ZSP appartient aux unités intermédiaires (Canigou-Vallespir), tandis que dans le *modèle 1*, une grande partie appartient aux unités inférieures (Saint-Laurent-de-Cerdans) ; (ii) dans la ZA, l'unité la plus profonde est celle de Saint-Laurent-de-Cerdans dans le *modèle 1*, tandis que dans le *modèle 2*, les unités profondes (Albères, Roc de France, Saint-Laurent-de-Cerdans), dites inférieures, sont visibles dans la vaste fenêtre des Albères.



**Fig. 17 - Coupe structurale schématique des Pyrénées alpines orientales.** Hauteurs exagérées (environ x2). D'après B. Laumonier, 2015, modifié. Seules les structures alpines s.s. (Crétacé terminal à Éocène) sont représentées, pas les failles néogènes du Tech et de la Têt. Noter l'importante **unité supra-axiale**, incluant les klippes supérieures de la ZSP (Bac Grillera supérieur, Biure) ; cette nappe est entièrement érodée dans la ZA et enracinée sous/dans la ZNP ; le domaine du métamorphisme crétacé (Zone Interne Métamorphique) appartient à cette unité. Dans ce modèle, la FNP (Faille Nord-Pyrénéenne) est secondaire, du moins à l'Éocène.

BL 2022

Pour une discussion détaillée de la tectonique alpine des Pyrénées sud-orientales, on se référera à Laumonier (2015), ainsi qu'à la notice Prats-de-Mollo (Laumonier *et al.*, 2015d).

### ***Les chevauchements alpins dans la ZA***

Dans le socle de la ZA, trois chevauchements sont bien identifiés au Nord-Ouest de la feuille, c'est-à-dire au Nord de la faille du Tech. Ce sont, du NE vers le SW et du haut vers le bas :

- le ***chevauchement des Aspres***, anciennement chevauchement frontal du Canigou, faille de Palalda ou chevauchement d'Amélie-les-Bains (Casteras et Auriol, 1958 ; Autran *et al.*, 1958 ; Guitard, 1970 ; Papa, 1984), sous lequel est engagé le Mésozoïque d'Amélie-les-Bains et qui se prolonge vers le NW sur les feuilles Céret et Prades jusqu'à la vallée de la Têt ;
- le ***chevauchement du Canigou***, anciennement faille du Tech Nord (Guitard, 1970) ;
- le ***chevauchement du Vallespir***, anciennement appelé chevauchement du Roc del Tabal (Laumonier et Baetens, 1986 ; Laumonier, 1987).

Ces deux derniers chevauchements se poursuivent en direction du SW, sur la feuille Prats-de-Mollo, où l'on peut observer en limite de la ZSP qu'ils se rejoignent et montent dans la couverture alpine (*modèle 2*), ce qui atteste leur âge alpin. Ils encadrent l'unité du Vallespir, anciennement zone du Tech (Laumonier, 1987).

En revanche, au Sud-Est de la faille du Tech, la prolongation de ces trois chevauchements est problématique (**Fig. 18**).

Selon le *modèle 1* (**Fig. 18A**), il convient d'utiliser les principales zones mylonitiques décro-chevauchantes NW-SE hercyniennes et reprises à l'Alpin qui affectent le massif du Roc de France, le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera et le massif des Albères, de la manière suivante, du NE au SW :

- le chevauchement des Aspres se poursuit par la ***faille de Riunoguès***, dans la zone mylonitique du Perthus, ce qui définit une ***unité des Aspres-Perthus***, largement développée vers le NE (feuilles Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère) ;
- le chevauchement du Canigou se prolonge par la ***faille du Pic des Salines*** et au-delà par le ***chevauchement de Darnius*** sous lequel est engagé le Garumnien de Darnius, ce qui définit l'***unité du Canigou - las Illas*** ;
- le chevauchement du Vallespir se continue par le ***chevauchement de la Serre de Montner*** (Laumonier, 1987), qui lui-même se poursuit jusque sous le Garumnien de Darnius, l'unité sus-jacente prenant le nom d'***unité du Vallespir - Roc de France*** ;

– l'unité sous-jacente, la plus profonde et dont le chevauchement basal n'est pas affleurant, est l'**unité de St-Laurent-de-Cerdans**.

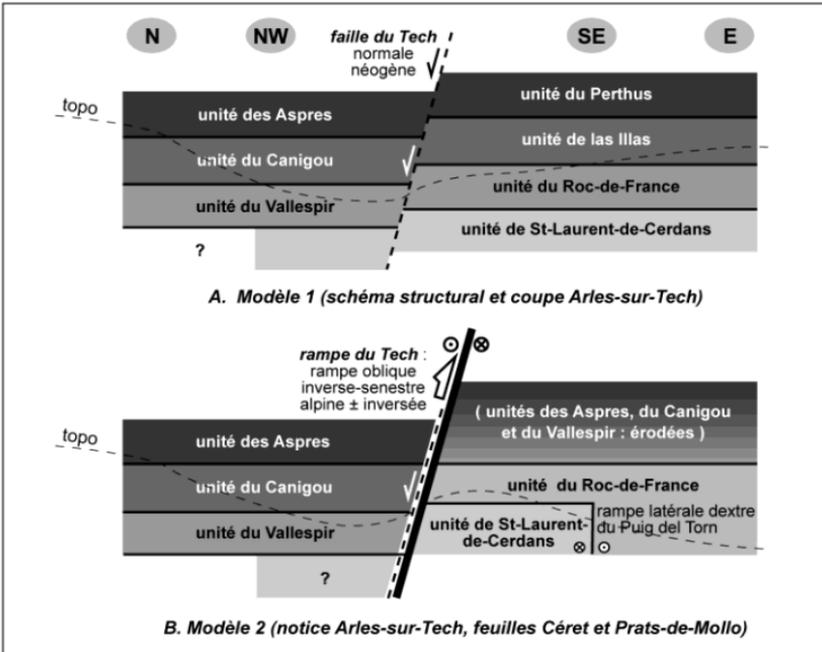
Ce modèle 1, outre sa simplicité, possède une logique géométrique et paléogéographique forte. La série mésozoïque de l'unité de las Illas (Trias, Crétacé supérieur, Garumnien), visible dans la **zone de Masarac** (feuille Figueres), est la même que celle du synclinal d'Amélie-les-Bains ; la série des unités du Roc de France (synclinal de Darnius) et de Saint-Laurent-de-Cerdans (versant Sud de la ZA) débute au Garumnien. Cette logique peut refléter une logique paléostratigraphique si l'on suppose un découpage du bâti par des failles normales préalpines ayant déterminé le tracé des chevauchements alpins. Cependant, ce modèle soulève deux types de problèmes :

– *problèmes de déplacement* : le déplacement alpin très important (plurikilométrique) sur les chevauchements des Aspres et du Canigou (*cf. infra*) paraît beaucoup plus faible (plurihectométrique) sur les chevauchements de Riunoguès et du Roc des Salines - Darnius, d'autant plus que du rejet total de ces failles il faut déduire le jeu finihercynien inverse-dextre, de même cinématique (*cf. supra*) ; en conséquence, l'anticlinal hercynien tardif du Roc de France se retrouve sans décalages importants dans les deux unités de las Illas et du Roc de France ; si par ailleurs le chevauchement de la Serre de Montner n'est pas négligeable, il s'atténue brusquement au-delà de la faille du Puig del Torn (*cf. infra*), et en limite Sud du Garumnien de Darnius il ne correspond plus qu'à une faille normale incomplètement inversée (Pujadas *et al.*, 1989) ;

– *problèmes de corrélation* : il n'est pas possible de corréler les structures hercyniennes internes à chaque unité, en particulier les mégaplis tardifs D2b, de part et d'autre de la faille du Tech ; par exemple, la terminaison occidentale de l'anticlinal du Roc de France est introuvable dans les unités du Vallespir et du Canigou ; de la même manière, il paraît difficile d'expliquer la grande différence de niveau structural hercynien entre les gneiss du Roc de France et le Groupe de Jujols de l'unité du Vallespir par le seul jeu normal de la faille du Tech, qui d'ailleurs vers le SW disparaît entre Arles-sur-Tech et le Pas du Loup ; dans ce dernier cas cependant, l'objection pourrait être levée en invoquant une importante faille normale préalpine (finihercynienne ?), précurseur de la faille du Tech, mais dont il n'y a pas d'indice ; rappelons également (*cf. supra*) que les zones mylonitiques N120-140°E de type Perthus ne se retrouvent pas dans les unités des Aspres et du Canigou.

Dans le *modèle 2* (Laumonier, 1987, 2015 ; **Fig. 18B**), on reconnaît, au Sud de la faille du Tech, trois chevauchements/unités alpin(e)s, ceux (celles) des Albères, du Roc de France et de Saint-Laurent-de-Cerdans. Dans ce modèle, on fait l'hypothèse d'une rampe oblique alpine ENE-WSW à cinématique inverse-senestre, la **rampe du Tech**, masquée par la faille du Tech qui en reprend le tracé, au moins dans le moyen et le bas Vallespir, et qui fait que, au Sud-Est de cette rampe, les unités des Aspres, du Canigou et du Vallespir, aujourd'hui érodées, se disposaient par-dessus une unité du Roc de France très

épaisse ; cette unité du Roc de France n'aurait elle-même été qu'à peine affectée par la tectonique tangentielle alpine (rejeu des failles inverses-dextres de Riunoguès et du Pic des Salines, modeste chevauchement de Darnius). Il n'y a donc pas lieu de chercher des correspondances dans les structures hercyniennes majeures de part et d'autre de la faille du Tech. Par ailleurs, il faut noter que dans ce modèle, l'unité du Roc de France se biseaute vers l'W dans le secteur du Pas du Loup, le chevauchement du Roc de France (Serre de Montner) se branchant sous le chevauchement du Vallespir et la rampe du Tech ; de même, l'unité du Vallespir se biseaute certainement vers l'E.



**Fig. 18 - Rampe oblique alpine versus faille normale néogène du Tech.** Deux modèles ont été développés pour corréliser les chevauchements alpins éocènes de part et d'autre de la faille normale néogène du Tech. A. *Modèle 1*, utilisé pour le schéma structural et la coupe générale de la carte Arles-sur-Tech. B : *modèle 2*, utilisé pour les feuilles Céret et Prats-de-Mollo et pour la notice Arles-sur-Tech. Les coupes, très schématiques, correspondent approximativement à un transect N-NW-SE-E passant par Arles-sur-Tech ou Montferrer.

La *faille du Puig del Torn*, N-S et subverticale, est une rampe latérale dextre séparant la partie centro-méridionale de l'unité du Roc de France de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans, plus profonde ; elle se connecte, vers le NW au chevauchement du Roc de France (Serre de Montner), et vers le SE au chevauchement de Coustouges-Muga (*cf. infra*). On explique ainsi que la continuité de la limite Nord du pluton de Saint-Laurent n'est qu'apparente puisque c'est son toit qui est visible à l'Ouest de la faille (Serre de la Garsa) et

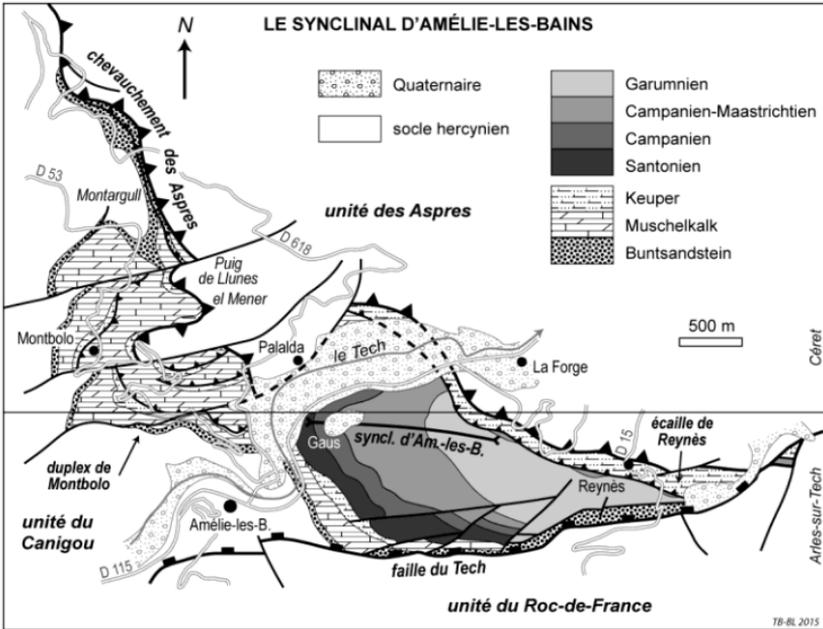
son plancher plus à l'Est (Coll de Perelló), ce qui atteste l'importance de la faille.

On considère que, dans le *modèle 2*, l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans et celle du Roc de France à l'Est (si la première se prolonge dans cette direction) sont portées par un chevauchement profond non affleurant (*cf. infra*). Dans tous les cas, le secteur de Saint-Laurent-de-Cerdans représente le niveau structural alpin le plus profond visible dans cette région des Pyrénées.

Au-delà de ces divergences d'interprétation, il est utile d'apporter quelques précisions sur certaines structures alpines de la ZA.

- ***Chevauchement des Aspres***. Ici à fort pendage NE, il fait reposer les micaschistes et les marbres (bC2) de Reynès sur le Garumnien d'Amélie-les-Bains par l'intermédiaire d'une lame de Keuper à gypse et écailles de calcaires et dolomies du Muschelkalk (*écaille de Reynès*) ; la vergence serait vers le SSW, ce qui en fait un accident inverse à inverse-dextre que l'on peut considérer comme conjugué de la rampe du Tech, inverse-senestre.

- ***Synclinal d'Amélie-les-Bains (Fig. 19)***. Le Mésozoïque d'Amélie-les-Bains est ployé en un synclinal dont le cœur est occupé par le Garumnien ; il s'agit d'un pli N090-110°E plongeant de 35° vers l'E, déversé au S, recoupé par une schistosité N060-070°E pentée au S de 60-80°, et affecté par des failles NE-SW senestres à l'approche de la faille du Tech (Papa, 1984). En rive gauche du Tech s'amorce un jeu d'écailles formant le ***duplex de Montbolo*** (feuille Céret), qui redouble le Buntsandstein et le Muschelkalk.



78-BL 2015

**Fig. 19 - Le synclinal d'Amélie-les-Bains (feuilles Céret et Arles-sur-Tech).** Le Mésozoïque d'Amélie-les-Bains affleure à parts égales sur la feuille Arles-sur-Tech (Trias et Crétacé supérieur - Garumnien) et sur la feuille Céret (Trias). Sur la première feuille se voit bien le synclinal d'Amélie-les Bains et l'écaïlle de Reynès, sur la seconde les écaïlles (duplex) de Montbolo (synthèse cartographique T. Baudin, 2004).

• **Chevauchement du Canigou.** Il porte les Gneiss du Canigou, la Formation de Canaveilles et le pluton de Batère sur les schistes et calcaires du Groupe de Jujols du Vallespir ; il recoupe avec une géométrie de *shortcut thrust* la faille normale à quartz finihercynienne de Bonabosc, de la Solaneta et du Mas Sobraques (cf. *supra* et Fig. 15) ; au Nord de Montferrer, sous le chevauchement, un système d'écaïlles (écaïlle du Castell, rétrocharriée sur l'unité du Canigou, écaïlle du Mas Figueres, etc.) forme le **duplex de Montferrer**.

• **Chevauchement du Vallespir.** À l'Ouest de la carte, au Nord et à l'Ouest du Tech, il est nettement soustractif vis-à-vis de la série hercynienne, le Groupe de Jujols de la zone synclinale tardihercynienne du Vallespir étant charrié sur la Formation de Canaveilles d'une zone anticlinale finihercynienne plus méridionale, disposée au toit du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans (cf. *supra*), ce qui traduit bien l'importance du raccourcissement alpin.

• **L'unité du Vallespir.** La *sous-unité du moyen Vallespir* (Arles-sur-Tech - Montferrer) se rétrécit considérablement en limite Ouest de la carte (écaïlle des Cols) mais s'élargit à nouveau plus à l'Ouest (*sous-unité du haut Vallespir*, sur la feuille Prats-de-Mollo). Sous l'écaïlle des Cols, on peut individualiser la petite écaïlle de Banat.

- **Chevauchement du Roc de France.** Au Sud-Est du Pas du Loup, deux écailles (*écaille du Mas d'En camp*, *écaille de Gargamoux*) forment un petit duplex basal sous le chevauchement du Roc de France, ce qui en souligne l'importance ; dans cette zone, il se branche sous le chevauchement du Vallespir. Vers l'E, le chevauchement se transforme en rampe latérale, la *faille du Puig del Torn*, comme il a été dit plus haut. Au-delà, plus à l'Est, il n'existe plus qu'une discrète faille normale inversée se suivant sous le synclinal de Darnius.
- **Synclinal de Darnius.** Le Garumnien de Darnius forme un synclinal étroit plongeant à l'ESE, rebroussé sous le chevauchement de Darnius.

### **Les chevauchements alpins dans la ZSP**

L'existence de terrains mésozoïques reposant en contact anormal majeur sur l'Éocène sud-pyrénéen est connu de longue date (Solé Sabarís, 1933 ; Ashauer, 1934). Ils constituent les klippe de Coustouges et de Bac Grillera (feuille Arles-sur-Tech), la klippe de Biure (feuille La Jonquera et feuille Figueres au-delà vers le S) et au Sud-Est la vaste nappe de Figueres-Montgri (nappe de l'Empordà). L'Éocène autochtone relatif – la nappe du Cadí – est lui-même vigoureusement déformé.

La **klippe de Coustouges** (Casteras et Auriol, 1958 ; Papa, 1984), très complexe dans le détail, montre une écaille inférieure (*écaille du Mas Gaus*) formée de Couches à huîtres (c5-6) et de Garumnien à l'endroit ou à l'envers, surmontée par une écaille supérieure (*écaille du Pic de Capell*) formée de Crétacé supérieur (c4-6) à l'envers ; l'ensemble se présente comme le grand flanc inverse d'un anticlinal couché vers le S dont le flanc normal supérieur a disparu, et limité au Sud par la faille de Falgós-Pradells (*cf. infra*). Peu épaisse (environ 500 m), la klippe de Coustouges repose sur la Formation de Sagnari (e4S) par un contact assez plat jalonné d'argilites et de gypse (Garumnien e1GM ou éventuellement Keuper, *cf. supra*) indiquant un transport vers le S-SSW.

La **klippe de Bac Grillera** ou **klippe del Castell de Bac Grillera** (Estévez, 1968a,b ; Pujadas *et al.*, 1989 ; Liesa *et al.*, 1994), est plus complexe encore et serait formée de cinq écailles superposées ; les deux écailles inférieures (l'unité inférieure) sont en série inverse, les trois écailles supérieures (l'unité supérieure), les plus développées, sont en série normale et renferment des plis E-W à vergence S. L'unité inférieure présente une série comparable à celle de la klippe de Coustouges (Trias, Crétacé supérieur, Garumnien) tandis que dans l'unité supérieure la série se complète par le Lias ; dans l'écaille sommitale, un Crétacé terminal continental bréchique (Garumnien c6Gcg) est discordant sur le Lias. De manière plus assurée que pour la klippe de Coustouges, le Keuper est engagé dans les contacts tectoniques de la klippe de Bac Grillera ; là encore le transport est vers le S. Vingt kilomètres plus à l'Est, la petite **klippe de**

**Biure (Viure)** est très semblable à celle de Bac Grillera, et en est en fait le prolongement (Pujadas *et al.*, 1989 ; feuilles La Jonquera et Figueres).

À l'Ouest de la faille d'Albanyà, l'Éocène sud-pyrénéen est affecté de très nombreux accidents traduisant un raccourcissement N-S notable et un transport du N vers le S. Il s'agit souvent de failles chevauchantes s'horizontalisant en profondeur au toit du Garumnien (plats) et se redressant vers le haut et le S en montant progressivement dans la série (rampes), mais il existe aussi un véritable chevauchement, le **chevauchement de Monars**, qui transporte l'Ilerdien marneux (Formation de Sagnari, e4S) sur les faciès de transition (e4t) et, plus au Sud-Ouest (feuilles Olot et Ripoll), sur la Formation du Cadí (e5Ca). Vers l'Est, l'**unité de Monars** se retrouve sous la klippe de Coustouge, et moins clairement sous celle de Bac Grillera.

Une question toujours débattue est : la couverture posthercynienne de la partie centrale de la ZSP à la limite de la ZA est-elle ou non solidaire du socle hercynien de cette ZA (Laumonier, 2015) ? Les deux modèles discutés dans cette notice (**Fig. 16**) illustrent respectivement ces deux options :

- dans le *modèle 1*, la couverture de la Garrotxa - La Salut appartient à la même unité que le socle de St-Laurent-de-Cerdans ;
- dans le *modèle 2*, adopté ici, elle est totalement décollée des socles (avec leur tégument garumnien) du Roc de France et de Saint-Laurent-de-Cerdans ; le contact est donc tectonique.

En effet, dans la moitié occidentale de la carte (haute vallée de la Muga, secteur de Coustouges jusqu'à la faille d'Albanyà), le contact penté au S entre la ZSP (Formation de Sagnari e4S de l'unité de Monars) et la ZA (socle et tégument garumnien de Falgós-Villeroget et de Coustouges), jalonné par des carneules et parfois les gypses rapportés au sommet du Garumnien (e1GM), est visiblement tectonique. Ce décollement majeur, le **décollement de Bordellat-Muga-Coustouges**, se confond largement avec le chevauchement de Monars. Il se fait plus discret à l'Est de la faille d'Albanyà, dans la partie centrale de la carte au niveau de la klippe de Bac Grillera, puis redevient net (**décollement de Boadella**) de part et d'autre du lac (*embalse*) de Boadella. Pour certains auteurs, il s'agit d'un contact mineur, peut-être même un rétrocharriage vers le N, et dans ce cas l'Ilerdien sud-pyrénéen (en particulier les faciès de transition e4t) est subautoctone relativement au socle de ZA (Estévez, 1973 ; Fontboté *et al.*, 1986 ; Martinez *et al.*, 1989, 1997 ; feuille Maçanet de Cabrenys ; *modèle 1* ci-dessus). Pour d'autres auteurs, il s'agit plutôt d'un chevauchement majeur transportant l'ensemble de la ZSP, c'est-à-dire la nappe du Cadí, vers le S par-dessus la ZA (Laumonier, 1987, 2015 ; Pujadas *et al.* 1989 ; Laumonier *et al.*, 2015d).

Plus à l'Ouest (feuilles Prats-de-Mollo, Mollo et Ripoll), la ZSP et la frange méridionale du socle de la ZA (massif de la Serra Cavallera), sont fortement désolidarisés du reste du socle de la ZA et de son tégument. Il s'agit

de la *nappe du Cadí*, (Muñoz *et al.*, 1986), redéfinie comme *nappe du Canigou* par B. Laumonier (2015). Sur la feuille Arles-sur-Tech, la nappe du Cadí correspond donc :

- soit à la seule unité de Monars dans le *modèle 1*, option choisie sur le schéma structural de la carte ; dans ce cas, sur la feuille Arles-sur-Tech, la majeure partie de la ZSP représente la couverture alpine subautochtone de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans ;
- soit à la totalité de la ZSP, dans le *modèle 2*, ici privilégié ; sur la feuille Prats-de-Mollo et dans Laumonier (2015), la partie sud-pyrénéenne de la nappe du Cadí est dédoublée en une *unité du Cadí 1-2*, incluant l'unité de Monars, et une *unité du Cadí 3-4* sous-jacente correspondant à la Garrotxa.

Toujours à l'Ouest de la faille d'Albanyà, dans la Garrotxa, existent des *culminations anticlinales* E-W : *Sant Aniol - Can Coll (Bassegoda)* ; *Ormoier-Borró* en limite Sud de la feuille Arles-sur-Tech ; *Montmajor* au Sud-Ouest (feuille Ripoll). Dans ces culminations, le socle hercynien (granites, marbres, schistes) et son tégument garumnien, basculés au S, apparaissent en fenêtre tectonique sous l'Éocène. Les culminations s'interprètent par l'inversion partielle d'une faille normale synsédimentaire pentée N localisée au Nord de la culmination (*faille de Bassegoda* pour la culmination de Sant Aniol, *faille de Talaixa* pour la culmination d'Ormoier), ce qui explique le passage latéral de la Formation du Cadí au Sud aux faciès de transition plus épais au Nord, et par un chevauchement basal non affleurant recoupant le socle du bloc inférieur de chaque faille selon une géométrie de type *shortcut thrust* (Estévez, 1973 ; Martínez *et al.*, 1989, 1997 ; Liesa *et al.*, 1994). Signalons encore la petite *culmination des Pontarrons*, visible au Sud de Lamanère, sous le chevauchement de Monars et le replissant. Le socle de Villeroge est peut-être une demi-structure comparable mais de plus grande taille limitée au Nord par la *faille de Falgós-Pradells*, faille qui s'amortit vers l'W (Forêt de Falgós) ; voir aussi la coupe générale de la carte.

À l'Est de la faille d'Albanyà, la structure est dans l'ensemble moins accentuée, seule affleure l'unité du Cadí 2 ; la petite *culmination de La Salut (Terrades)* (Pujadas *et al.*, 1989) s'interprète comme les grandes culminations précédentes.

La *faille d'Albanyà*, N150 à N130°E, est une faille subverticale très poplyphasée abaissant le compartiment Est au Néogène (feuille Olot) mais qui a fonctionné synsédimentairement en sens opposé à l'Éocène moyen et enfin a joué en faille de déchirement (*tear fault*) lors de la tectonique éocène – à ce moment, elle prolonge vers le S la faille dextre du Puig del Torn –, ce qui explique la nette différence de structuration de la ZSP de part et d'autre de la faille.

Pour être complet, signalons que, à l'Ouest de la faille d'Albanyà, la géophysique met en évidence, entre la ZSP affleurante et l'autochtone

profond, l'existence d'une unité tectonique allochtone cachée, l'**unité de Serrat**, épaisse de 1-2 km et formée par une série analogue à celle de l'avant-pays méridional avec notamment les puissantes évaporites de Beuda (gypse et sel), d'âge lutétien inférieur (Martínez *et al.*, 1997). L'unité de Serrat se situe vers -3 000 m sous le Nord de la ZSP et vers -1 000 m plus au Sud, sous les culminations de la Garrotxa. Le chevauchement basal de l'unité de Serrat se branche vers le S sous celui du Cadí ; l'anticlinal de rampe frontale de l'unité de Serrat explique en partie au moins la zone haute de la Garrotxa et en fait affleurer les culminations anticlinales.

Enfin, il faut rappeler que, dans tous les modèles, le **chevauchement de Vallfogona** (feuille Olot) représente l'émergence des chevauchements du Cadí, de Saint-Laurent-de-Cerdans et de Serrat : c'est le **chevauchement frontal sud-pyrénéen**.

### ***La flexure bordière faisant limite entre la ZA et la ZSP***

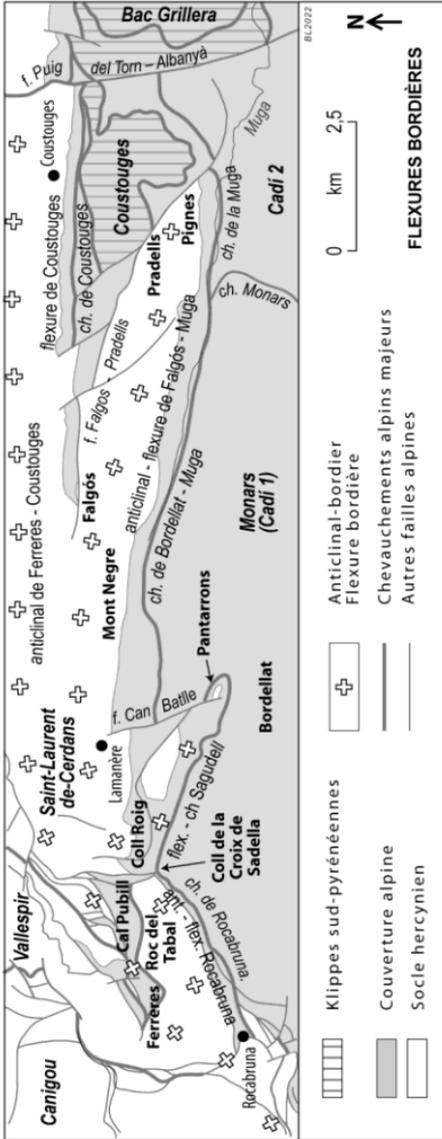
La bordure méridionale de la ZA (unités du Roc de France et de Saint-Laurent-de-Cerdans) est déformée anticlinalement (**anticlinal bordier**). Cette déformation est marquée en particulier par le pendage N faible à modéré des chevauchements intra-ZA au Nord, dont celui de Darnius, plus au Sud par le basculement vers le S de ces chevauchements et de la foliation magnétique des granites (Druguet *et al.*, 2008), et par le pendage S de 40 à 60° du tégument garumnien de la bordure Sud du socle et des décollements-chevauchements (Muga-Coustouges-Boadella) qu'il supporte (*cf. supra*). Sur la feuille Arles-sur-Tech, l'anticlinal bordier est localisé dans les granites du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans (**anticlinal de Falgós, de Coustouges, de Boadella**), et de ce fait mal visible ; plus à l'Ouest (feuille Prats-de-Mollo), dans le secteur Ferreres - Bac de la Guille, là où il affecte la série préhercynienne du toit du pluton, il est mieux visible. L'anticlinal est doublé, en bordure Nord de la ZSP, par une structure synclinale étroite (**synclinal bordier**) au cœur de laquelle sont conservées l'unité de Beget-Monars ainsi que les klipptes de Coustouges, Bac Grillera et Biure (**synclinal de Beget, Monars, Coustouges, Bac Grillera, Biure**). L'ensemble constitue une spectaculaire flexure, la **flexure bordière**, déterminant la limite entre la ZA (socle) et la ZSP (couverture) ; la flexure (le flanc court du vaste double pli bordier) est large d'environ 2 à 4 km, pour une amplitude (c'est-à-dire l'abaissement de la ZSP relativement à la ZA) équivalente.

La flexure bordière s'interprète comme le pli de rampe frontale lié au chevauchement profond de Saint-Laurent-de-Cerdans, non affleurant (**Fig. 17**) : le chevauchement forme une rampe pentée au N sous la ZA et passe vers le S sous la ZSP à un plat ou palier (c'est le chevauchement du Cadí) localisé au toit du Garumnien puis à l'intérieur de l'Éocène où il forme le chevauchement sommital de l'unité de Serrat, et enfin émerge dans le chevauchement de Vallfogona (feuille Olot) (*cf. supra*).

Dans le détail (**Fig. 20**), la flexure bordière est démultipliée sur une quinzaine de kilomètres entre le secteur du Roc del Tabal à l'W (feuille Prats-de-Mollo) et le secteur des Pignes à l'E :

- la flexure Nord (*flexure de Ferreres-Coustouges*) court d'W en E sur ~ 15 km, du secteur de Ferreres (où elle s'amortit) à Coustouges (au-delà de la faille du Puig del Torn - Albanyà, vers l'E, elle devient la *flexure de Boadella* qui se suit jusqu'à Biure, 14 km plus à l'E encore) ;
- la flexure centrale (*flexure de la Muga*) quant à elle, 1-3 km plus au Sud, court d'W en E sur 13 km du secteur du Coll Roig (feuille Prats-de-Mollo) à celui des Pignes - Pradells ;
- la flexure Sud débute dans le secteur des Pontarrons à l'E, se dirige d'abord vers l'WNW (*flexure de Sagudell*, longue de 3 km) jusqu'au Col de la Croix de la Sadella (feuille Prats de Mollo), puis oblique vers l'WSW, devenant la *flexure de Rocabruna* qui se prolonge très loin vers le SW (feuille Ripoll).

Ce dispositif en relai est clairement associé à des failles transverses, N-S à NNW-SSE (*faille du Puig del Torn - Albanyà, de Can Batlle, du Col de la Croix de Sadella*) et WNW-ESE (*faille de Falgós-Pradells*). Ces failles sont l'expression, au niveau d'affleurement actuel, de la complexité de la rampe frontale du chevauchement (caché) de Saint-Laurent-de-Cerdans, rampe qui doit être associée à des rampes obliques et des failles de déchirement (*tear faults*) cachées.



**Fig. 20 - Les flexures bordières sur la moitié occidentale de la feuille Arles-sur-Tech.** Le contact entre la ZA et la ZSP – des chevauchements à vergence S qui coïncident *grasso modo* avec le contact entre le socle hercynien au Nord et la couverture alpine au Sud – correspond à une flexure anticlinale-synclinale majeure à regard S, localement dédoublée, sur 15 km, entre les Pignes à l'IE et Rocabruna à l'W (feuille Prats-de-Mollo).

### ***Corrélations entre les structures alpines de la ZA et de la ZSP***

Sur la feuille Arles-sur-Tech, l'anticlinal bordier déconnecte les grands chevauchements de la ZA de ceux de la ZSP, ce qui rend difficile les corrélations entre ces structures. Cependant, le pli plonge vers l'W et s'atténue rapidement sur la feuille Prats-de-Mollo, formant la terminaison périclinale de Cal Pubill - Ferreres qui montre que le chevauchement intra-socle du Vallespir, penté NW au Nord, bascule au S et se raccorde au chevauchement de Bordellat-Muga (Monars), contact séparant la ZSP et la ZA (Laumonier, 1987 ; notice Prats-de-Mollo). Quoique cela soit un peu moins clair, le chevauchement du Canigou évolue de la même manière : il rejoint la flexure de Rocabruna puis se branche sur le chevauchement du Vallespir-Monars (voir notice Prats-de-Mollo). Symétriquement, vers l'E, l'anticlinal de Biure qui prolonge le pli de Coustouges-Boadella s'efface également ; de même, le petit chevauchement de Darnius se rebrousse, bascule au S et se raccorde au chevauchement de Boadella (feuille La Jonquera).

Globalement, ces observations permettent de conclure que l'Éocène sud-pyrénéen (au minimum l'unité de Monars dans le *modèle 1* ou en totalité dans le *modèle 2* ; cf. *supra*) et les unités de socle du Canigou et du Vallespir ont été conjointement transportés vers le S par-dessus les socles des unités de Saint-Laurent-de-Cerdans et du Roc de France ; cet ensemble constitue la ***nappe du Canigou***. Dans le *modèle 2* retenu dans la présente notice (voir Laumonier, 2015, et la notice Prats-de-Mollo pour plus de détails), la ZSP (la ***nappe du Cadí***) se subdivise en deux ensembles superposés, soit de haut en bas :

- les ***unités du Cadí 1-2***, rattachées à l'unité du Canigou ;
- les ***unités du Cadí 3-4***, rattachées à l'unité du Vallespir et apparaissant en fenêtre tectonique sous l'unité du Cadí 2 dans la zone haute de la Garrotxa ; les culminations anticlinales de la Garrotxa (socle et Cadí 4) sont interprétées comme des duplex à la base de la nappe du Cadí.

Dans le *modèle 2*, les socles de Saint-Laurent-de-Cerdans, du Roc de France et des Albères apparaissent dans la vaste ***fenêtre des Albères*** (Laumonier, 2015) et constituent l'autochtone relatif d'un vaste ensemble allochtone formé par le reste de la ZA et toute la ZSP. Cette fenêtre se termine au Sud de Prats-de-Mollo en liaison directe avec l'amortissement de l'anticlinal bordier vers l'W (cf. *supra*).

Les klippes de Coustouges, de Bac Grillera et de Biure, portées par l'Éocène sud-pyrénéen de type Cadí 2, sont nécessairement à enraciner loin au Nord. Selon les deux modèles proposés pour la structure alpine de la ZA (cf. *supra* et **Fig. 16**), deux interprétations quelque peu différentes sont possibles :

- selon le *modèle 1* (voir la carte et **Fig. 16A**), le moins allochtoniste, la klippe de Coustouges et l'unité inférieure de la klippe de Bac Grillera se raccordent à l'unité du Canigou - las Illas, tandis que l'unité supérieure de la klippe de Bac Grillera et la klippe de Biure se raccordent à l'unité des Aspres-Perthus ;
- selon le *modèle 2* (**Figs. 16B et 17**), les klippes sont à rattacher dans la ZA : (i) en partie à l'unité des Aspres (klippes de Coustouges et de Bac Grillera inférieure), et (ii) en partie à une unité plus élevée et plus septentrionale, non visible car érodée et nécessairement connectée à la ZNP, au-delà de la FNP ; autrement dit, dans ce modèle, les klippes de Bac Grillera supérieure et de Biure ne s'enracinent pas dans la ZA mais au-delà, dans/sous la ZNP, grâce à un nécessaire *chevauchement supra-axial* (Laumonier, 2015) ; on peut ainsi replacer, avant les chevauchements alpins bien entendu, le Mésozoïque plissé des klippes (Bac Grillera supérieure, Biure) à proximité – mais au Nord – du "bassin" d'Amélie-les-Bains et du (futur) chevauchement des Aspres

En conclusion, l'analyse faite ci-dessus justifie le découpage structural en trois ensembles tectoniques (Laumonier, 2015 ; **Fig. 5 ht1**), dans l'esprit de la proposition de Muñoz *et al.* (1986) qui distinguent :

- les *unités supérieures*, avec les klippes de la ZSP (*p.p.*), l'unité des Aspres et possiblement une unité plus élevée encore, l'*unité supra-axiale* enracinée au Nord de la FNP et à laquelle on rattache les unités de Bac Grillera (*p.p.*), de Biure, et plus loin de Pedraforca et de l'Empordà ;
- les *unités intermédiaires*, à socle de ZA et couverture de ZSP, les plus vastes, ici la nappe du Canigou ;
- les *unités inférieures*, presque uniquement de socle, visibles dans le socle de la fenêtre des Albères (ZA).

### **Déplacements et raccourcissements alpins**

Leur évaluation dépend du modèle structural utilisé et ne peut pas être discuté en détail dans la présente notice. Dans le *modèle 2*, le plus allochtoniste, un raccourcissement N-S d'environ 50 km peut être estimé entre les socles des unités des Aspres et de Saint-Laurent-de-Cerdans, et d'environ 70-80 km si l'on admet le raccordement de l'unité supérieure de Bac Grillera et de Biure à un chevauchement supra-axial enraciné sous la Zone Nord-Pyrénéenne ; dans ce dernier cas, l'ensemble ZA-ZSP, large seulement aujourd'hui de 40 km, dérive d'un espace anté-Éocène deux fois plus large. On doit envisager un déplacement d'au moins 5 km sur le chevauchement des Aspres relativement à celui du Canigou (si l'unité de Coustouges est liée à ce chevauchement), de 5 km sur celui du Canigou, de 20 km sur celui du Vallespir – le plus important – et de quelques kilomètres sur celui du Roc de France. À ce raccourcissement lié aux chevauchements affleurants, il faut ajouter un raccourcissement pouvant atteindre 25 km associé à la mise en

place des unités profondes et aux chevauchements non affleurants (Saint-Laurent-de-Cerdans, Serrat), selon les profils de A. Martínez *et al.* (1997). Le raccourcissement intéressant la feuille Arles-sur-Tech peut donc atteindre ~ 80 km. Pour estimer le raccourcissement pyrénéen total sur le transect des Pyrénées orientales, il faudrait ajouter celui du versant Nord des Pyrénées, au Nord de la faille nord-pyrénéenne (environ 25 km) et celui de l'avant-pays déformé méridional (quelques kilomètres), soit environ 110-120 km au minimum, ce qui reste légèrement inférieur aux estimations communément avancées, soit 125-165 km (Vergés *et al.*, 2002), la différence pouvant être expliquée par le sous-charriage de l'Ibérie sous l'Europe, c'est-à-dire le mouvement sur le chevauchement de Vallfogona, mal connu.

### ***Relations tectonique-sédimentation : l'âge des structures alpines***

Les chevauchements alpins peuvent être classiquement datés relativement aux séries affectées ou non. La prise en compte des relations entre tectonique et sédimentation permet d'affiner cette datation.

On l'a dit plus haut, la nappe de Bac Grillera supérieure (comme celle de Pedraforca supérieure et peut-être celle de l'Empordà) s'est mise en place dès le Maastrichtien supérieur. Le reste de la tectonique est éocène<sup>5</sup>.

Mais c'est à l'Ilerdo-Cuisien que les relations tectonique-sédimentation sont les plus spectaculaires (Pujadas *et al.*, 1989) :

– à l'Ilerdien, dans la ZSP, les failles normales E-W à regard N (La Salut, Sant Aniol - Bassegoda, Talaixa) expliquent le passage latéral entre les calcaires à alvéolines de la Formation de Cadí au Sud et les marnes de Sagnari plus au Nord ; ces failles ont continué de fonctionner jusqu'au Cuisien, pendant le dépôt des Formation de Coronas et de la partie inférieure de la Formation de Terrades ;

– plus à l'Est (feuille Figueras), l'unité de Biure, à Mésozoïque identique à celui de la klippe de Bac Grillera, s'est mise en place synsédimentairement dès le Cuisien inférieur, pendant le dépôt de la Formation de Coronas ; la mise en place de l'unité de Biure, et par analogie de tout ou partie des unités de Coustouges et de Bac Grillera, est donc contemporaine du jeu normal de la faille de la Salut, ce qui image un bassin extensif d'avant-pays au Sud, bassin en partie comblé et raccourci au Nord-Est par le front chevauchant du prisme orogénique.

---

<sup>5</sup> On ne retiendra pas la proposition d'un âge danien pour le chevauchement du Vallespir, rebaptisé faille d'Amélie (Combes *et al.* 2003) ; voir section Garumnien dans *Description des terrains*.

Le chevauchement des Aspres et le chevauchement supra-axial étant liés à la mise en place des unités de Biure, Coustouges et Bac Grillera (*cf. supra*), auraient pu achever leur fonctionnement au Cuisien inférieur ou peu après. Il est possible qu'ils aient commencé à fonctionner à l'Ilerdien. À ce stade (Ilerdo-Cuisien), on reconstitue :

- au Nord, dans l'actuelle ZA principalement, un domaine en cours de tectonisation (raccourcissement, épaissement), le chevauchement des Aspres et ensuite celui du Canigou étant actifs ;
- au Sud, un domaine d'avant-pays où sont actives des failles normales ;
- entre ces deux zones – l'actuelle ZSP –, un étroit bassin flexural d'avant-pays, dissymétrique, dont la subsidence est déterminée par la tectonique compressive au Nord et par une tectonique extensive au Sud.

Les nombreux chevauchements affectant la ZSP, et par conséquent le chevauchement du Vallespir, doivent être un peu plus récents. On peut les rapporter *grosso modo* au Lutétien inférieur, en synchronisme du dépôt de la Formation de Terrades supérieure.

Enfin, le chevauchement profond qui transporte vers le S l'ensemble de la ZSP (et l'unité de Serrat sous-jacente) et qui émerge dans le chevauchement de Vallfogona, et qui par ailleurs replisse la ZSP et le Sud de la ZA (flexure bordière), est globalement synchrone du dépôt de la Formation de Bellmunt, et est donc actif au Lutétien moyen-supérieur. Au Bartono-Priabonien, tout le domaine (ZA et ZSP) est structuré, soulevé et en voie d'érosion, tandis que se dépose dans l'avant-pays la séquence de Milany (séquence 4, *cf. Fig. 11*) peu déformée – mais néanmoins transportée vers le S, comme l'ensemble de la ZSP, par le chevauchement frontal de Vallfogona qui achève son fonctionnement.

## **Conclusion**

C'est sur le territoire de la feuille Arles-sur-Tech que la structuration alpine est-pyrénéenne, principalement éocène, atteint son maximum de complexité (Fontboté et Guitard, 1958 ; Laumonier, 2015). En plus des éléments présentés dans cette section (*Évolution alpine*), il faudrait, pour être complet, insister notamment sur l'importance des héritages, et donc le polyphasage de l'évolution structurale de la région. La tectonique finihercynienne (zones mylonitiques, failles normales sur filons de quartz ; voir section *Évolution hercynienne*) et possiblement sa reprise crétacée, sont largement responsables du découpage losangique des structures alpines des Pyrénées orientales (chevauchements et failles E-W, NW-SE, NE-SW et même N-S, en particulier dans la ZA), moins cylindriques que les Pyrénées centro-occidentales. Cette structuration est reprise et accentuée par la tectonique extensive en horts et grabens néogène-quaternaire (voir section suivante *Évolution post-alpine* et Calvet *et al.*, 2022). On peut donc regretter que cette caractéristique

remarquable – qui fait tout l'intérêt de la feuille Arles-sur-Tech – soit peu ou pas du tout prise en compte dans les travaux modernes sur les Pyrénées.

## ÉVOLUTION FINI-ALPINE (OLIGOCÈNE-QUATERNAIRE)

### La tectonique verticale néogène et la formation du relief

#### *La faille néogène du Tech : un accident extensif majeur*

Du point de vue géomorphologique et structural, le massif du Roc de France – comme ses voisins des Albères, sur la feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère, et du Canigou, sur les feuilles Céret, Prades et Prats-de-Mollo – est un horst édifié au Néogène et contrôlé sur sa bordure Nord par une faille normale majeure, continuation de l'accident dit du Tech (Calvet, 1982, 1996). Cette fracture, à fort pendage N ( $> 50^\circ$ ), associe des tronçons E-W et des segments obliques NE-SW, dont le jeu décrochant senestre est souligné par le tronçonnement du synclinal mésozoïque d'Amélie-les-Bains et le cisaillement des galets dans les dépôts miocènes de Maureillas (coupe de la Rome à Pont rouge, feuille Céret). Elle est jalonnée par d'épais broyages meubles que l'érosion a exploités en façonnant une série de vallons et cols de flanc alignés, particulièrement nets entre Maureillas et Reynès. Elle est mal exposée sur la feuille Arles-sur-Tech car pratiquement confondue avec la bordure Nord de la carte, aussi on la décrira en associant les deux feuilles, Arles-sur-Tech et Céret.

Entre Céret et Maureillas l'accident se dédouble en escalier de faille. Un compartiment schisteux de Cambrien inférieur noté **ke1**, affecté par un métamorphisme épizonal, s'adosse aux granites, ici intrusifs dans le Membre inférieur du groupe de Canaveilles noté **bc1** et les orthogneiss, le tout intensément métamorphisé (micaschistes à sillimanite) et migmatisé et appartenant à la catazone. Au regard des unités tectoniques alpines, l'accident met directement en contact, un peu plus à l'W, l'unité supérieure des Aspres avec les unités profondes du Roc de France (c'est le modèle 2, exposé sur la **Fig. 18**). Ces deux faits démontrent l'importance du rejet néogène sur cet accident tectonique majeur, de l'ordre au moins de 1 à 2 km suivant les modèles choisis pour la structure alpine. Le compartiment cambrien entre pour sa part directement en contact, moyennant une deuxième faille normale légèrement oblique à la précédente, avec le remplissage néogène du bassin du Roussillon : Série rouge du Miocène inférieur (**m1-2T**) et Pliocène continental grossier (**p1CMb**), comme on peut l'observer sur la feuille Céret.

Vers l'W, le tronçon oblique de la faille, d'Arles-sur-Tech au Pas du Loup, présente un pendage beaucoup plus faible, de l'ordre de  $30-35^\circ$ , et est en réalité le prolongement oriental du chevauchement alpin du Vallespir, possiblement repris en faille normale par inversion tectonique au Néogène. À l'échelle crustale néanmoins et pour son histoire néogène, la faille du Tech,

comme celle de la Têt, ont été interprétées comme des accidents secondaires de type antithétique, branchés en profondeur sur de grands détachements faiblement pentés au SE et liés au rifting du Golfe du Lion et de la Méditerranée nord-occidentale, encore actifs jusqu'au Pliocène au moins (Mauffret *et al.*, 2001) ; l'émergence à terre de ces grands détachements n'est cependant pas visible.

Le jeu de la faille, probablement initié au cours de l'Oligocène, n'a pas été continu mais est marqué par des phases successives, bien enregistrées sur les feuilles voisines grâce aux dépôts néogènes du Roussillon (synthèses à jour dans les *Notices des feuilles géologiques Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère*, ainsi que dans Calvet *et al.*, 2021), ainsi que par quelques données thermochronologiques (Maurel, 2003 ; Juez-Larré et Andriessen, 2006). Seules les phases les plus récentes, depuis 12-10 Ma, sont associées à la formation des reliefs actuels. Le style de la faille a pu varier car un accident compressif de même orientation, affectant le contact entre le compartiment schisteux **KE1** et le Néogène a été mis en évidence quelques kilomètres à l'E au pied des Albères (*feuilles Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère*), à la charnière entre Miocène et Pliocène inférieur (Calvet, 1982, 1996, 1999). On résumera l'essentiel de cette évolution néotectonique fini-alpine dans les paragraphes qui suivent, en insistant seulement sur les aspects géomorphologiques visibles sur la feuille Arles-sur-Tech.

### ***L'extension oligo-miocène et l'aplanissement des Pyrénées***

Le jeu extensif majeur de l'accident du Tech se place au Néogène ancien, mais il a pu s'amorcer dès l'Oligocène supérieur. Il est enregistré sur la feuille voisine Céret par l'accumulation dans le bassin du Roussillon de près de 2 km de sédiments détritiques très grossiers, du moins à la base et au sommet, dénommés **Série Rouge Inférieure** et attribués au Miocène inférieur, Aquitanien et Burdigalien. La base en est mal datée mais pourrait appartenir au Chattien (grès de Moulas sur la feuille Céret et leur équivalent au plancher du forage Elne (feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère). À ce même forage Elne, l'épaisse série continentale est scellée à son toit par le Miocène moyen marin, daté du Langhien.

L'exhumation progressive du socle hercynien est bien enregistrée dans ces dépôts détritiques : la base et le cœur de la Série Rouge ne comportent que des schistes, des micashistes, quelques marbres, des granitoïdes et des cornéennes ; les orthogneiss n'apparaissent, en abondance, que dans les niveaux supérieurs et seulement de très rares galets de gneiss ont été relevés dans les couches plus profondes. Cette exhumation très tardive de la mésozone et de la catazone hercyniennes est confirmée par les conglomérats éocènes de la Formation Bellmunt (e5B), immédiatement au S de la feuille Arles-sur-Tech, à l'W de Figueres : les galets de socle y apparaissent en masse exclusivement dans le haut de la séquence et les orthogneiss y sont inconnus. On ne les trouve pas non plus dans le Garumnien détritique, où sont notés essentiellement des

quartz et de rares granites. Ils n'ont pas été signalés dans le Trias inférieur d'Amélie-les-Bains, discordant sur les schistes ediacariens (**bc2-3**) de l'unité alpine du Canigou, injectés de filons granitiques et affectés par le métamorphisme de contact du pluton de Batère (on n'y connaît que des quartz, quartzites, schistes, marbres, lydienes noires et des clastes d'argilites, *cf. supra*).

Les données thermochronologiques sur apatite dans le granite de las Illas ont fourni un âge traces de fission à  $31,3 \pm 2,4$  Ma et un âge (U-Th)He non reproductible,  $21,4 \pm 1,1$  Ma et  $29 \pm 1,5$  Ma pour deux aliquotes. Cela reste compatible avec une exhumation liée au jeu de la faille normale dès l'Oligocène supérieur. Les données des Albères un peu à l'E sont plus cohérentes avec la mise en place de la Série Rouge, avec au toit et à la base du massif deux âges traces de fission respectivement à  $19,6 \pm 2,3$  Ma et  $18,8 \pm 1,5$  Ma, dont les traces plutôt longues suggèrent une exhumation rapide au Miocène inférieur, confirmée par des âges (U-Th)He reproductibles (2 aliquotes à  $22,5 \pm 1,1$  Ma et  $23,1 \pm 1,2$  Ma) au toit du massif (Maurel, 2003). Par contre deux échantillons prélevés dans les granites de Maçanet de Cabrenys vers 400 et 800 m d'altitude ont livré des âges traces de fission de  $40 \pm 6$  Ma et  $39 \pm 6$  Ma, qui traduisent exclusivement l'exhumation contemporaine des phases compressives alpines, durant le Bartonien (Juez-Larré and Andriessen, 2006).

L'édifice montagneux construit par les phases alpines a certainement été rapidement détruit, à la fois par l'érosion synorogénique qui a nourri les masses puissantes des conglomérats paléogènes (formation Bellmunt par exemple) et par son effondrement extensif lié au rifting méditerranéen, qui s'amorce dès l'Oligocène supérieur. L'aplanissement généralisé de la chaîne, noté S dans les travaux récents (S0 *in* Calvet, 1982, 1996) est bien attesté dans sa moitié orientale (synthèse *in* Calvet *et al.*, 2021) ; il a pu se réaliser au cours de l'Oligocène supérieur et/ou se prolonger pendant le dépôt des sédiments de la Série Rouge, dont le coeur est grano-décroissant, plutôt sablo-argileux. Mais les phases tardives du rifting et l'érosion consécutive, dont témoignent les faciès très grossiers de la partie supérieure de la Série Rouge et, dans le bassin voisin du Conflent, ceux la série de la Lentilla et d'Escaro, paléontologiquement datés du Burdigalien ancien vers 20 Ma, ont fait disparaître tout vestige de cet aplanissement dans les massifs des Albères - Roc de France, comme du Canigou.

Une deuxième génération d'aplanissement (**Fig. 22, ht 3**) se forme après la phase de rifting, au cours du Miocène moyen, au littoral duquel elle se raccorde dans les Corbières (*feuille Leucate*). Il s'agit d'aplanissements partiels, qui sont dominés par des reliefs résiduels isolés hauts de quelques hectomètres. Pour cette raison on les a nommés P1 dans les travaux récents (S1 dans les travaux anciens), car ils relèvent de la famille des pédiments, même si leur extension se chiffre en dizaines de km de large. Omniprésents dans les Pyrénées orientales, de l'Ariège au massif du Canigou (voir par exemple *notices et feuilles Prats-de-Mollo ou Mont-Louis*), ils ont été largement détruits par l'érosion dans les horsts des Albères - Roc de France,

étroits et très proches du niveau de base. Leurs vestiges sont rares et peu significatifs sur la feuille Arles-sur-Tech, mais néanmoins reconnaissables. Entre las Illas et le Perthus ils forment un plateau incliné au NE de 800 à 700 m et découpé en lanières étroites (pic de la Calmella - Pla del Perer, Pla Ferriol, etc.). Au versant Nord du Roc de France, on signalera les deux témoins minuscules de Peira Baixa (1 030 m) et du Puig del Bosquet (978 m), sur les gneiss, et celui de Falgas (900 m) sur les schistes. À l'W du Roc de France, les grands replats de Pla de la Conca (1 061 m) et ceux qui entourent le Mont Capell entre 1 000 et 1 100 m (bassin de la Nantille) sont assez dégradés sur les granites très arénisés. Plus à l'Ouest encore, le Coll des Falgueres, le Pla de la Muga et celui du Puig des Maçaners, tronquent à la fois les granites, le Garumien rutilant et les marnes à barres calcaires de la Formation Sagnari, entre 1 200 et 1 100 m. Un examen attentif du pays éocène plissé des hautes Garrotxas montre que les crêtes ne se limitent pas à des barres calcaires structurales ; en effet elles sont systématiquement tronquées, ainsi que toutes les structures, formant des lanières aplanies étroites, conservées vers 1 100-1 200 m (Pla d'Antequera, Serra de Sant Bernabeu, Coll de Bassagoda - Puig Esclaro) et dominées par les grands reliefs résiduels de Coma Negra et de Bassagoda. La position actuelle en altitude de ces vestiges P1 implique leur soulèvement postérieur, un soulèvement inégal associé à des décalages liés aux rejeux des failles.

### ***Jeux de failles, uplift généralisé et formation du relief actuel***

La période qui couvre la dernière dizaine de millions d'années est marquée par une reprise active du soulèvement et est responsable de l'essentiel des volumes de relief actuellement visibles. Cela se fait selon deux modalités, d'abord un rejeu des grandes failles normales, peut-être coupé d'un bref épisode compressif déjà signalé, ensuite et relayant de plus en plus les jeux de failles, un soulèvement d'ensemble généralisé. C'est ce couplage qui explique la modestie, voire l'absence au Quaternaire, de la subsidence dans les fossés, associé à un rejeu positif kilométrique des grands escarpements de faille. Sur la feuille Arles-sur-Tech, l'escarpement Nord du Roc de France est l'un des plus spectaculaires des Pyrénées orientales.

Le front Nord du Roc de France est un escarpement de faille polygénique (**Fig. 23 ht 4**), découpé en un système de facettes étagées complexes, de plus en plus dégradées et défoncées par les ravins vers le haut. Les étages de facettes sont séparées par des éperons tronqués et des replats isolés, voire à la base par un replat continu vers 400-500 m, qui porte un chapelet de *mas* et de lotissements et qui fût dénommé autrefois « *replat de la Boulerie* » (Biro, 1937), du nom mal orthographié du pic qui le domine. Ce dispositif a pu être interprété comme le résultat d'une surrection saccadée du massif, depuis le Miocène supérieur (Calvet, 1982, 1996, 1999 ; Calvet *et al.*, 2022). La forme trapézoïdale et le caractère très frais des facettes basales, à peine incisées par les cascades des torrents, ne s'explique que très partiellement par leur exhumation du compartiment schisteux inférieur et/ou du Néogène. Cela implique d'ultimes

rejeux de la faille au Pliocène supérieur ou au Quaternaire ancien (Briais *et al.*, 1990, Calvet, 1999). La chronologie de cette néotectonique est bien assurée sur les feuilles voisines Céret et Argelès-sur-Mer – Cerbère, où les rejeux récents sont attestés par les failles affectant le Pliocène sur le piémont et par son faciès torrentiel extrêmement grossier, à mégablocs arrachés à l'escarpement. La thermochronologie n'a pu confirmer ce jeu néogène supérieur, qui n'a pas dépassé 1 km, sauf au pied des Albères sur la feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère, où un âge (U-Th)He à  $11 \pm 0,5$  Ma et  $12 \pm 0,6$  Ma (2 aliquotes) a été obtenu (Maurel, 2003).

Le système de facettes, très spectaculaire de Maureillas à Amélie-les-Bains, se suit encore sur le tronçon oblique de la faille jusqu'en amont d'Arles-sur-Tech, mais il semble s'atténuer et il est défiguré par la dissection fluviale généralisée du Tech et de ses affluents, peut-être facilitée par la raideur bien moindre du plan de faille ; mais là, il pourrait s'agir d'un rejeu extensif néogène du chevauchement du Vallespir. Dans la partie orientale de la carte, l'interruption brutale de l'escarpement au droit de la rivière de las Illas et les altitudes plus basses du petit massif de Riunoguès, couronné par les restes de P1 vers 700 à 800 m, suggèrent qu'il s'agit d'un bloc relativement effondré, entre les massifs des Albères et du Roc de France. Les failles responsables de ce graben transverse ne sont pas clairement identifiables, même si plusieurs accidents cartographiés orientés NW-SE, voire proches de N-S pourraient être des candidats potentiels. Au centre de la feuille, la faille d'Albanyà, qui associe des segments proches de N-S et d'autres NNW-SSE, a un jeu normal et décrochant néogène bien attesté sur sa partie méridionale, qui affecte le Mio-Pliocène de l'Empordà, voire le Pléistocène ancien lacustre de Banyoles et de Crespia. Ce jeu explique la disparition brutale vers l'E des reliefs calcaires de la haute Garrotxa, qui laissent la place à des barres rocheuses ne dépassant pas 500-600 m, comme celle de La Salut. Mais elle a clairement fonctionné en ciseau et son rejeu néogène s'atténue rapidement vers le N, pour disparaître dans le secteur de Coustouges.

La surrection saccadée des massifs s'est accompagnée d'une mise en valeur remarquable de la structure hercynienne par l'érosion différentielle (Biro et Guitard, 1971), beaucoup plus apparente dans les paysages que les maigres vestiges d'aplanissements culminants préservés ici ou là, et qui a son homologue dans les pays plissés de la Garrotxa. À l'exclusion des lames tardives de granite rose, en général plus acides, qui arment les crêtes rocheuses de Coustouges, du Serrat de Cougoul, du Mont Nègre et des tours de Cabrenç, granodiorites et monzogranites, très sensibles à l'altération chimique, ont été largement mis en creux. Ils forment les grands alvéoles à fond plan qui entourent le dôme gneissique du Roc de France et qui ont été énumérés dans la partie *Description des terrains*. Ces dépressions sont inscrites 500 à 1 000 m sous les crêtes résiduelles de micaschistes, de marbres édiacariens (Tour de Cos) et de gneiss œillés (la Souque ; dôme du Roc de France) et même en contrebas des barres calcaires de la couverture plissée et charriée de la zone sud-pyrénéenne (Ilerdien-Cuisien de Coma Negra à

Bassagoda ; Mésozoïque des écaillés de Bac Grillera). Le fond plan des alvéoles montre plusieurs niveaux étagés, façonnés en glacis au profil en long tendu (bassins de Saint-Laurent - Cremadells, de Serralongue, de Corsavy, de Massanet de Cabrenys...), qui sont défoncés par la dissection quaternaire en vallées en V étroites, profondes de 100 à 300 m.

Ces anciens planchers indiquent une ou plusieurs brèves phases de stabilité dans la surrection des massifs, probablement contemporaines du « replat de la Boulerie ». La génération la plus étendue, numérotée P2 (**Fig. 22, ht 3**), a été attribuée au Pliocène moyen-supérieur, sur la base d'arguments tirés de l'ensemble du cadre régional et même pyrénéen (Calvet *et al.*, 2021). Le raccord se fait ici presque directement, vers l'Empordà, avec le plateau des Estanys de Llers et sa vieille nappe alluviale très altérée, qui semble passer au toit du Pliocène continental de Figueres (Calvet, 1982, 1996). Ce plan d'érosion, qui tronque les barres d'Éocène subverticales, est perceptible à l'angle Sud-Est de la feuille, vers 250 m d'altitude, à l'Est et au Sud de Terrades. Un plan P3 peut exister localement, mais n'a pas été individualisé sur la feuille Arles-sur-Tech ; toutefois il semble exister aux marges de la dépression de La Jonquera et on pourrait lui rapporter les glacis les mieux conservés du bassin de Saint-Laurent-de-Cerdans. Dans les bassins montagneux, ces niveaux portent parfois de vieilles alluvions quartzeuses, qui ont été signalées dans la description des terrains (glacis du Sola, dans le bassin de Cremadells ; replats de l'alvéole de l'Écluse - Saint-Jean-de-l'Albère, à cheval sur les feuilles Arles-sur-Tech, Argelès-sur-Mer – Cerbère et Céret), ainsi que de très épaisses tranches arénisées, souvent très évoluées, qui ont été décrites plus haut.

### **L'évolution quaternaire, l'incision des vallées et les marques des périodes froides**

L'incision quaternaire s'est faite brutalement et sans laisser place à de véritables évaselements dans le secteur montagneux de la feuille, sous forme d'un réseau de vallées en V à flancs raides, dont on a noté la fréquente instabilité, sous forme de mouvements de masse de grande taille, voire sous forme de gorges aux parois verticales dans les roches massives (Gorges de la Fou, dans les calcaires cambriens), notamment sur l'escarpement de faille d'Amélie-les-Bains à Céret (gorges du Mondony, de Cal Sant, du Gorg des Anelles, du Salt dels Baoussos derrière Céret, dans les gneiss et les granites). Cette incision est contrôlée par la reprise et peut-être l'accélération du soulèvement d'ensemble (Delmas *et al.*, 2018 ; Calvet *et al.*, 2021) ; mais on n'a pas pour le moment de preuves certaines du rejeu des failles normales bordières. Cette incision n'a marqué que de brèves pauses liées à la surcharge alluviale des cours d'eau en période froide, qui a permis la construction des niveaux de terrasses étagés. Ces terrasses sont mal conservées dans ces hautes vallées, où seules 3 générations sont visibles (T1 au Pléistocène récent ; T2 et T3 au Pléistocène moyen).

Les marques des crises froides pléistocènes sont discrètes sur les versants de ces moyennes montagnes, qui n'ont pas connu de glaciation. Sur la feuille Arles-sur-Tech les dépôts de pente d'origine périglaciaire sont très variés mais minces et très discontinus dans la partie basse. Ils ne se généralisent qu'au-dessus de 500-600 m en exposition N et 1 000 m en exposition S. L'étage périglaciaire moyen occupe donc l'essentiel des versants du haut Vallespir et l'étage périglaciaire supérieur, qui commence vers 1 700 m, n'est pas atteint sur le territoire de la feuille Arles-sur-Tech. Les modelés karstiques, notamment l'endokarst, ne sont pas absents : une quinzaine de grottes sont connues dans le massif calcaire cambrien des Gorges de la Fou et répertoriées sur le site Infoterre. La grotte de Can Pey forme un ancien niveau karstique subhorizontal, perché plus de 200 m au-dessus de la gorge de la Fou, et par conséquent attribuable au Pléistocène ancien, sinon au Pliocène. L'endokarst est aussi très développé dans la Haute Garrotxa, mais il n'a pas été étudié pour cette notice.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapitre est d'évoquer brièvement la longue et complexe évolution géodynamique des Pyrénées replacées dans le contexte ouest- et sud-européen pendant les derniers 600 million d'années, afin d'y replacer plus particulièrement les éléments de l'histoire géologique révélée par la feuille Arles-sur-Tech. Le découpage chronologique adopté est celui pertinent pour la partie orientale du domaine pyrénéen.

### *CYCLES PRÉHERCYNIEUS, CADOMIEN ET SARDE*

La géodynamique édiacarienne (cadomienne) et cambro-ordovicienne (postcadomienne et préhercynienne), a fait l'objet de nombreux travaux. La place des Pyrénées dans ce contexte reste incertaine. Discuter de cette place est très au-delà du cadre de la présente notice, seules quelques considérations très générales seront exposées ici ; elles sont établies d'après la très abondante littérature sur le sujet, et notamment : Garfunkel, 2015 ; Murphy *et al.*, 2004 ; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003 ; Nance et Linnemann, 2008 ; von Raumer et Stampfli, 2008 ; Linnemann *et al.*, 2008 ; von Raumer *et al.*, 2002, 2015 ; Nance *et al.*, 2012 ; Ballèvre *et al.*, 2014 ; Pastor-Galán *et al.*, 2013 ; Margaleff *et al.*, 2016 ; Rojo-Pérez *et al.*, 2019 ; Pujol-Solà *et al.*, 2022 ; Padel *et al.*, 2022.

### **Un bassin marginal cadomien (Édiacarien moyen-supérieur, ~ 600-540 Ma)**

Au Néoprotérozoïque supérieur, vers 650-600 Ma en particulier, les orogénèses panafricaines soudent plusieurs blocs continentaux – des cratons plus ou moins anciens – pour former le Gondwana occidental. Dans le Nord (*dans les*

*coordonnées actuelles* !) de l'Afrique, ces cratons sont âgés d'environ 2 Ga (Paléoprotérozoïque) ; c'est le cas du craton ouest-africain et du craton saharien plus à l'Est. Par ailleurs, à la même époque, la bordure Nord du Gondwana, depuis l'Amérique du Sud jusqu'à l'Arabie, est une marge active sous laquelle un vaste océan – le Iapetus – est en subduction vers le S. À l'image de l'actuelle marge ouest-pacifique, entre l'Asie et le Pacifique, cette marge est très complexe, avec des arcs magmatiques insulaires ou continentaux, des bassins marginaux, de petits blocs continentaux, des zones de subduction et même de petites zones de collision. En bordure du Nord de l'Afrique, la marge active constitue la *chaîne cadomienne*, qui est surtout connue en France dans le Nord du Massif armoricain, où est enregistré un cycle orogénique cadomien (~ 750-540 Ma) relativement complet.

Les futures Pyrénées et les régions voisines appartiennent à cette marge active cadomienne, dans laquelle on peut envisager que le domaine est-pyrénéen était un *bassin marginal* très subsident. En effet, le volcanisme du Groupe de Canaveilles, tholéitique au début (métabasaltes andésitiques), puis devenant calco-alcalin (méta-andésites à rhyodacites ignimbritiques), suggère par ses caractéristiques géochimiques des sources mantellique et crustale en contexte à la fois subductif et extensif, peut-être un véritable bassin d'arrière-arc, entre un arc volcanique au Nord et le continent nord-gondwanien au Sud. Le Groupe de Canaveilles, sans doute très épais (> 5 km ?), s'est déposé sur un socle inconnu mais qui comme en Afrique et sans doute en Europe sud-occidentale pouvait être formé d'une croûte continentale paléoprotérozoïque (~ 2000 Ma). Étiré et aminci, ce socle, comme la série édiacarienne elle-même, étaient sans doute largement envahis de plutonites cadomiennes – tel le métagranite du Mas Blanc dans le massif du Roc de France (~ 560 Ma) et celui de Port dans le massif du Cap de Creus (~ 553 Ma) –, ce qui explique l'abondance des zircons hérités néoprotérozoïques dans les métagranites ordoviciens et les granites hercyniens. Cependant, il n'y a pas de véritable cycle orogénique cadomien dans les Pyrénées orientales : on n'y connaît ni déformations ni métamorphisme, mais seulement une possible et modérée *discordance postcadomienne*, repérée dans le massif du Cap de Creus sous la Formation de Tregurà (Carreras et Druguet, 2013). Mais il est clair que l'évolution du domaine pyrénéen à l'Édiacarien supérieur relève bien de la logique finicadomienne.

### **Une plate-forme nord-gondwanienne (Cambrien *s.l.*, ~ 540-480 Ma)**

En relative continuité mais de manière diachrone, vers la limite Néoprotérozoïque-Cambrien (~ 540-535 Ma) dans les régions péripyréennes, la marge active cadomienne nord-gondwanienne devient une marge *transformante* au Cambrien inférieur (*rifting*, ~ 535-510 Ma), sans doute comparable à la marge est-pacifique actuelle, puis une *marge passive*, jusqu'au début de l'Ordovicien (*drifting*, ~ 510-480 Ma), lors de l'ouverture de l'océan Rheic. Dans certaines régions, le Massif central français par exemple, se rencontrent au Cambrien

inférieur un intense (Couzinié *et al.*, 2017) magmatisme felsique (rhyolites, granites) marquant le début de cet épisode, en contexte extensif (*rifting*). Dans les Pyrénées, un plutonisme de cet âge commence à être mis en évidence, dans le massif de l'Agly (540-530 Ma ; Tournaire Guille *et al.*, 2019) et celui des Albères (~ 533 Ma) ; mais il n'a pas été décrit de volcanisme de cet âge.

Durant le Cambrien *s.l.* se développe, au Nord du Gondwana, un très vaste système de plateformes à sédimentation silico-clastique et/ou carbonatée, représentée dans les Pyrénées par le Groupe de Jujols. Dans une large mesure, la composante détritique provient du S (érosion du Gondwana). Comme ailleurs, l'étude des zircons détritiques (Margaleff *et al.*, 2016 ; Casas et Murphy, 2018 ; Padel *et al.*, 2022) permet de préciser les sources (zones d'érosion, transport) et en conséquence de préciser la position paléogéographique du domaine pyrénéen : les auteurs admettent que, au Cambrien, le bassin pyrénéen appartenait à un très vaste domaine (au minimum, la future chaîne hercynienne) localisé au Nord de l'actuel Gondwana tunisien-lybien (Hoggar, Tibesti).

### **Le cycle sarde (Ordovicien, ~ 480-445 Ma)**

À l'Ordovicien, après le *rifting-drifting* cambrien *s.l.*, le domaine pyrénéen évolue sous la double influence d'événements de nature différente, et même opposée, se déroulant au Nord et à l'Ouest d'une part, au Sud et à l'Est d'autre part (toujours dans les coordonnées actuelles). La part de chacune de ces deux influences est encore mal déterminée.

À l'Ordovicien inférieur, dans un régime globalement extensif (*drifting*), s'ouvrent au Nord-Ouest : (i) le vaste océan *Rheic* faisant dériver loin du Gondwana un grand bloc continental, Avalonia ; (ii) de la Galice à la Bohême, le petit océan du Massif central (*océan centralien*), qui va séparer – faiblement sans doute (quelques centaines de kilomètres) – un autre bloc continental (Armorica/Cadomia) de la marge nord-gondwanienne proprement dite plus méridionale. Le volumineux plutonisme felsique (granitoïdes) ordovicien inférieur-moyen connu dans tout le centre-Ouest européen – et spécialement dans les Pyrénées – est expliqué classiquement par ce régime tectonique extensif ; de ce point de vue, les Pyrénées s'inscrivent parfaitement à l'Ordovicien inférieur dans la marge Sud de l'Océan centralien.

Mais vers le Sud-Est et l'Est, dans un contexte de marge redevenue active, l'Ordovicien moyen est caractérisé par un abondant magmatisme de type arc lié à une subduction (Sardaigne), voire par un cycle orogénique complet avec subduction et collision (domaine alpin). Un large domaine périméditerranéen est affecté par une importante *tectonique sarde* médio-ordovicienne modérée, transtensive et/ou transpressive, avec basculement de blocs, plissement et érosion, à l'origine de la *discordance sarde*, plus ou moins fortement angulaire, de l'Ordovicien supérieur. C'est le cas dans les Pyrénées orientales,

où malheureusement la chronologie relative précise entre le plutonisme, les déformations et l'érosion sardes n'est pas bien connue. Plus au Sud-Est encore, c'est le moment où s'ouvrirait la Paléotéthys – si tant est que ce petit océan qui déconnectait la majeure partie des régions hercyniennes ouest-européennes (*Hun superterrane* ; Stampfli, 2000) du reste du Gondwana ait bien existé.

Dans l'ensemble du domaine pyrénéen et ibérique, à l'Ordovicien supérieur, le régime tectonique redevient extensif, pendant le dépôt de l'Ordovicien supérieur, bien que le plutonisme se poursuive, associé à un volcanisme à la fois calco-alcalin et tholéiitique. Au Silurien, tout le domaine redeviendra une *marge passive* uniforme.

## Conclusion

La feuille Arles-sur-Tech, comme ses voisines, illustre bien de nombreux aspects des géodynamiques préhercyniennes, dans lesquelles on peut voir les manifestations de *deux cycles orogéniques préhercyniens* incomplets qui se sont déroulés en bordure nord du Gondwana, pendant environ 150 Ma :

- la fin du *cycle cadomien* édiacarien, avec le volcano-sédimentaire du Groupe de Canaveilles (et le métagranite du Mas Blanc) ;
- le *cycle sarde s.l.*, avec une étape prétectonique cambrienne (Groupe de Jujols), une étape syntectonique avec la tectonique et le plutonisme sardes (Ordovicien inférieur-moyen) et une étape finitectonique (Ordovicien supérieur), prélude au *cycle hercynien*.

## CYCLE HERCYNIEN

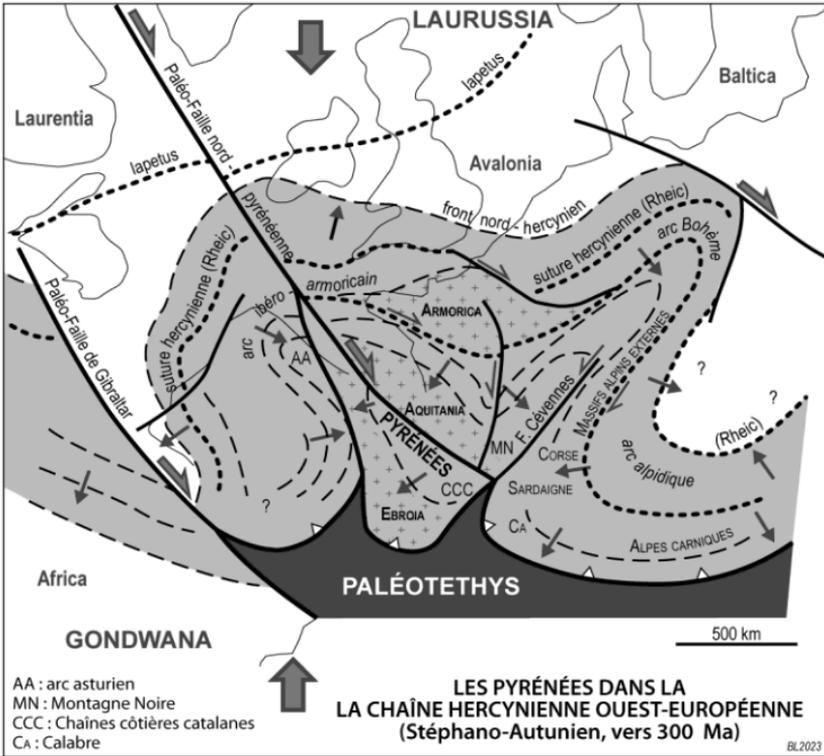
### Introduction

Dans le puzzle varisque ouest- et sud-européen, les Pyrénées occupent une place singulière (**Fig. 21**) où, comme à l'Ordovicien, diverses influences s'exercent selon les périodes (*Pour une introduction plus détaillée, voir la notice Argelès-sur-Mer – Cerbère*). Parmi les nombreux travaux récents abordant cette question, qu'il est impossible de développer ici, on citera : Autran *et al.* (1996), Matte (2001), Laumonier *et al.* (2010), García-Sansegundo *et al.* (2011), Carreras et Druguet (2014), Denèle *et al.* (2014), Peirera *et al.* (2015), Casas et Murphy (2018), Cochelin *et al.* (2021), Vanardois *et al.* (2022).

En premier lieu, les Pyrénées, en particulier pendant les phases précoces D1 (~ 320-310 Ma), appartiennent aux zones externes méridionales de la branche centrale de la chaîne varisque ouest-européenne (Matte, 2001), chaîne de collision orientée globalement E-W, structurée au Siluro-Dévonien (chaîne varisque *s.s.*) et au Carbonifère (chaîne hercynienne *s.s.*), et dont les zones internes sont présentes, de part et d'autre des Pyrénées, en France (Massif

central, Massif armoricain) et en Espagne (Massif ibérique). Le domaine pyrénéen, très externe, est aussi le plus tardivement touché par cette orogénèse hercynienne, au Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) seulement (*cf. infra*). Sur la transversale est-pyrénéenne, l'avant-pays méridional de la chaîne hercynienne est aujourd'hui largement caché sous le bassin de l'Èbre ; au Nord, la signification du Sud de la Montagne Noire et du massif de Mouthoumet est problématique, du fait des déplacements alpins (qui ont pu désolidariser le bloc de l'Èbre du reste de l'Ibérie, *cf. infra*), mais ces massifs auraient également valeur d'avant-pays hercynien.

Mais la géodynamique hercynienne dans les Pyrénées se comprend mieux, en particulier pour le stade des déformations tardives D2-D3 (~ 310-295 Ma), si l'on prend en compte : (i) les effets de la formation du célèbre Arc ibéro-armoricain, dont le coeur constitue l'Arc asturien et à la branche Nord duquel appartient les Pyrénées ; (ii) l'existence d'une paléozone de faille transformante nord-pyrénéenne (orientée WNW-ESE actuellement) à laquelle la chaîne pyrénéenne doit son évolution en contexte décrochant dextre à certains moments de son histoire ; (iii) la relative proximité vers l'E d'un autre arc orogénique impliquant la Corse et la Sardaigne (Rossi *et al.*, 2009), aujourd'hui éparpillé autour de la Méditerranée occidentale et dans les Alpes du fait de la tectonique alpine ; (iv) l'existence à la fin du Carbonifère d'un domaine océanique au Sud des Pyrénées, la Paléotethys, en subduction sous la chaîne hercynienne.



**Fig. 21 - Les Pyrénées dans la chaîne hercynienne ouest-européenne vers 300 Ma.** Schéma construit d'après, entre autres, Autran *et al.* (1996), Matte (2001), Laumonier (2008), Rossi *et al.* (2009), Laumonier *et al.* (2010), von Raumer *et al.*, (2013), Denèle *et al.* (2014), Neubauer (2014), Pereira *et al.* (2015), Faure et Ferrière (2022). Ce schéma est destiné à illustrer la place singulière – et complexe – des Pyrénées à la fin du Carbonifère, vers 300 Ma, c'est-à-dire pendant les déformations tardives D2(D3) et le magmatisme associé, avec la fin de la formation de l'Arc (orocline) asturien, au cœur de l'Arc ibéro-armoricain, l'énigmatique Paléo-Faille nord-pyrénéenne, d'autres oroclines, et – mais cela est peut-être le plus hypothétique – la fin de la subduction de la Paléotéthys occidentale.

## L'étape pré-orogénique (Ordovicien supérieur à Mississipien, ~ 460-320 Ma)

### La sédimentation pré- à syntectonique

Cette longue période est marquée par une sédimentation marine quasi continue venant en discordance sur les séries cambro-ordoviciennes (*discordance sarde*), à l'Ordovicien supérieur, mais dont il n'y a aucune trace sur la feuille Arles-sur-Tech. Le bassin sédimentaire pyrénéen, qui se prolonge vers le N et le NE dans le domaine aquitain, le massif de Mouthoumet et la Montagne Noire, et vers le SE dans les Chaînes côtières catalanes et les Baléares, est une vaste plateforme carbonatée ou un bassin

plus ou moins profond constituant l'avant-pays lointain de l'orogène varisque du centre de la France et dont il est synchrone, de la fin de l'Ordovicien au Viséen moyen (*période prétectonique*, ~ 460-330 Ma). Ce domaine est souvent interprété comme un "promontoire" africain (Matte, 2001) qui par poinçonnement vers le NW sera à l'origine de l'arc ibéroarmoricain, ou comme la marge Nord d'une microplaque détachée du Gondwana africain au Dévonien et dont elle serait séparée par un océan, la Palaeotethys (Stampfli et Borel, 2002).

À ce bassin prétectonique succède l'installation, à la fin du Viséen (~ 330 Ma) et jusqu'au Namurien A (Serpukhovien supérieur, ~ 325 Ma), d'un bassin turbiditique à sédimentation de type flysch (« Culm »). Ce bassin est de courte durée de vie (moins de 10 Ma sans doute) et est encore très large puisqu'il inclut le Nord et l'Est des Pyrénées (non conservé sur la feuille Arles-sur-Tech), mais aussi le bassin d'Aquitaine et la Montagne Noire. Ce bassin, interprété comme un bassin d'avant-pays proximal, enregistre la tectonisation progressive du N vers le S des zones plus internes (*période syntectonique*, ~ 330-320 Ma) ; au Sud-Ouest de la ZA pyrénéenne, la sédimentation prétectonique carbonatée se poursuit (synthèse in Delvolvé *et al.*, 1998).

### ***Une première orogénèse au Carbonifère inférieur (360-320 Ma) ?***

Des travaux récents, sur la base de datations radiométriques de roches (leucogranites, migmatites) et surtout de zircons, magmatiques (xénocrysts) ou détritiques (Culm), proposent qu'un premier stade de l'orogénèse hercynienne – un premier épisode magmatique et tectono-métamorphique – s'est déroulé au Tournaisien et/ou au Viséen (~ 360-335 Ma), avant le dépôt du Culm, ou un peu plus récemment au Viséo-Namurien (~ 340-320 Ma), pendant le dépôt du Culm (Martínez *et al.*, 2016 ; Mezger et Gerdes, 2016 ; Casas *et al.*, 2019 ; Schnapperelle *et al.*, 2020 ; Vanardois *et al.*, 2022). Cette première évolution plutono-métamorphique serait liée alors à une partie des déformations D1 et même D2. Une des datations avancées en faveur de cette hypothèse – très problématique eu égard à l'ensemble des données géologiques disponibles (Laumonier *et al.*, 2014) – est l'âge de ~ 320-315 Ma attribué à la première (?) migmatitisation dans le Roc de France (Aguilar *et al.*, 2014 ; voir *supra*). D'autres travaux seront donc nécessaires avant de valider cette hypothèse, non retenue ici ; il conviendra cependant de fournir une interprétation des nombreux âges antérieurs à 310 Ma.

### **L'étape orogénique majeure (Pennsylvanien, ~ 320-298 Ma)**

Dans l'Est des Pyrénées, l'étape orogénique majeure, que l'on divise en stade précoce D1 et stade tardif D2-D3, a duré environ 30 Ma, soit ~ 15 Ma pour D1 et ~ 15 Ma pour D2-D3. Ces deux stades correspondent à deux contextes géodynamiques sensiblement différents.

### ***Le stade hercynien précoce (D1, ~ 325-310 Ma)***

Dans le Nord-Est des Pyrénées (Pays de Sault), un premier chevauchement, synchrone du dépôt du Culm namurien A (~ 325 Ma), a été mis en évidence (D0) ; il signe le début de la tectonisation dans les Pyrénées (**Fig. 12**). On sait que dans la Montagne Noire, à la même époque, la fin de la sédimentation du Culm est synchrone de la tectonisation du bassin (formation des grands plis couchés au S du versant Sud du massif). De la même manière, l'âge du Culm est-pyrénéen implique un âge maximal possible de ~ 320 Ma pour le début de la tectonique hercynienne précoce (D1) dans ce domaine, puisque le Culm est affecté par les plus anciens plis précoces. Le centre puis le Sud-Ouest de la zone axiale ne seront touchés par les déformations hercyniennes qu'après le dépôt, vers 320 Ma du Culm namurien B-C (Bashkirien inférieur) puis vers 318 Ma, du Culm westphalien A (Bashkirien supérieur). Il est tentant de corréler ce bassin westphalien A à la déformation D1a de l'Est pyrénéen (~ 318 Ma donc), ce qui suggère un âge de ~ 315-310 Ma (Westphalien C ou Moscovien inférieur) pour la déformation D1c et la formation de la schistosité majeure hercynienne dans l'Est des Pyrénées. C'est donc vers ~ 311 Ma que s'achèverait la formation du prisme intracrustal et l'épaississement précoces dans les Pyrénées (sauf le massif basque de Cinco Villas tectonisé seulement après le Westphalien C, c'est-à-dire au plus tôt vers 310 Ma). Dans les Pyrénées orientales, l'exhumation (D1') séparant les événements orogéniques précoce (D1) et tardif (D2), c'est-à-dire la transition entre la formation du prisme orogénique « froid » à vergence SW et son évolution plutonométamorphique « chaude », peut être datée d'environ 310 Ma (Moscovien supérieur).

Cette évolution s'inscrit bien dans la logique de la progression du N/NE vers le S/SW de l'orogénèse hercynienne dans le Sud du Massif central, avec un fort raccourcissement selon cette direction (plis couchés, chevauchements), un épaississement sans doute modéré et un métamorphisme MI, barrovien (*voir section Évolution hercynienne*). Elle s'achève par une première exhumation pendant D1', vers 310 Ma, en contexte extensif N-S avec amincissement et détachements.

### ***Le stade hercynien tardif (D2-D3, ~ 310-295 Ma)***

D2 se développe de ~ 309 à ~ 298 Ma (Westphalien D, Stéphanien et Autunien inférieur ; Kasimovien-Ghzelien *s.l.*). D3 peut être rapporté au début du Permien (Assélien). Certaines particularités de la géodynamique pyrénéenne, pendant D2/D3, s'inscrivent mal dans la logique N-S qui prévalait pendant D1. Elles se comprennent mieux si l'on prend en compte la formation, à l'Ouest des Pyrénées, de l'Arc cantabrien (Arc asturien), cœur du célèbre Arc ibéro-armoricain. L'Arc cantabrien se serait justement formé entre 310 et 295 Ma, et principalement de 305 à 298 Ma (Weil *et al.*, 2013, 2019), avec une rotation dans le sens horaire de la branche Nord de l'arc, rotation dont l'importance reste discutée (Casas *et al.*, 2022). Les Pyrénées appartiennent à

la branche Nord de l'arc (Laumonier *et al.*, 2010 ; Denèle *et al.*, 2014 ; Cochelin *et al.*, 2021), comme également la possible paléofaille nord-pyrénéenne dextre, orientée WNW-ESE actuellement (Arthaud et Matte, 1975) ; cette faille prélude à la tectonique cassante finihercynienne permienne (*cf. infra*) et résulterait de l'évolution fragile d'une mégazone de cisaillement ductile plus ancienne (dont il n'y a cependant que peu de traces directes). On peut expliquer par ce contexte l'instabilité du régime de déformation pendant D2/D3 dans les Pyrénées, en particulier le régime décrochant dextre pendant D2c-D3 qui serait lié à la rotation horaire progressive de la branche pyrénéenne de l'Arc cantabrien ; les Pyrénées dans ce contexte sont lisibles comme une *chaîne intracontinentale sur décrochement* (Autran *et al.*, 1996 ; Laumonier, 2008 ; Laumonier *et al.*, 2010 ; voir aussi Celâl Şengör, 2013), remarquable préfiguration de la chaîne pyrénéenne alpine.

La formation de l'Arc cantabrien pourrait également s'accompagner de la formation d'une racine crustale/lithosphérique sous le cœur de l'arc – sous l'actuel bassin de l'Èbre – et sa délamination (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011 ; Pereira *et al.*, 2014, 2015), processus qui seraient à l'origine de l'important plutonisme (mafites d'origine mantellique, granitoides) qui culmine entre 310 et 299 Ma dans la zone centro-ibérique, dans la branche Sud de l'arc. Le plutonisme pyrénéen est exactement de même âge et le métamorphisme MII de HT-BP sont associés à un processus de même type ; il s'intègre sans difficulté dans ce modèle général. C'est donc vers l'W et le S (Ibérie) plus que vers le N (Massif central, Bassin aquitain) qu'il faut regarder pour comprendre les événements hercyniens tardifs (D2/D3) des Pyrénées, à ce moment plus ou moins découplées des zones septentrionales par la paléofaille nord-pyrénéenne.

### **Le stade fini-orogénique (Stéphano-Autunien et Permien inférieur, ~ 305-285 Ma)**

Le régime tectonique transpressif décrochant-dextre caractérisant la fin de D2 (D2c) et surtout D3 dans les Pyrénées orientales, jusque vers 300 Ma, est remplacé, dès 304 Ma (Stéphano-Autunien), par un régime de plus en plus transensif puis extensif, dans les Pyrénées méridionales (comme dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest, y compris dans l'Arc asturien). Ce nouveau régime tectonique est associé à la formation d'hémigrabens E-W adossés à des failles normales pentées N (non présents sur la feuille Arles-sur-Tech), dans lesquels se déposent des molasses continentales, toujours volcanogènes (rhyodacites, andésites calco-alkalines), discordantes (*discordance asturienne*) sur des séries déformées ; on est tenté de lui associer les failles normales sur quartz décrites plus haut (ces failles pourraient être les racines de petits hémigrabens aujourd'hui érodés ; voir Laumonier *et al.*, 2010). Le large synchronisme entre le plutonisme (~ 307-300 Ma, conformément à ce qui est observé sur la feuille Arles-sur-Tech, selon l'interprétation faite ici) et le volcanisme, attesté dès 308 Ma mais surtout abondant dès 303 Ma (Stéphanien C), oblige à considérer que les déformations dites

*tardihercyniennes* (D2-D3) et les déformations dites *finihercyniennes* (D4) sont en partie synchrones, entre ~ 303 Ma et ~ 298 Ma, c'est-à-dire au Stéphanio-Autunien. À ce moment, vers 300 Ma donc, transpression et transtension coexistent dans le temps mais aussi dans l'espace ; la transpression s'observe à des niveaux structuraux relativement profonds (zones mylonitiques, dans le Nord et l'Est de la ZA orientale), la transpression à des niveaux plus superficiels (failles normales, plus au Sud-Ouest) (voir discussion détaillée in Laumonier *et al.*, 2014, et Pereira *et al.*, 2015) ; l'ensemble serait associé à une paléofaille nord-pyréenne, décrochement dextre majeur sur lequel est branchée la chaîne hercynienne tardive.

En ce qui concerne le magmatisme, il serait sans doute intéressant de définir un **plutonovolcanisme tardi/finihercynien stéphanio-autunien** (*cf. supra*). Chronologiquement mais aussi géodynamiquement, cet épisode correspond à la formation de l'Arc cantabrien (asturien) et au magmatisme associé (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011 ; Weil *et al.*, 2013), intense entre 307 et 292 Ma et qui perdure jusque vers 285 Ma.

Les séries rouges (Unité Rouge Supérieure, Permien moyen, ~ 275-260 Ma) dites saxoniennes, discordantes sur les molasses stéphanio-autuniennes ou directement sur le socle (mais absentes de la feuille Arles-sur-Tech), se déposent dans un contexte tectonique franchement extensif qui fait la transition avec le cycle alpin, ce que souligne un discret volcanisme alcalin.

## CYCLE ALPIN

### Les Pyrénées et la tectonique des plaques

La décennie qui vient de s'écouler (2013-2022) est remarquable par les très nombreux travaux sur la tectonique des plaques, la géologie et la géodynamique alpines et fini-alpines de l'orogène pyrénéen et ses alentours. Ils ont été réalisés dans le cadre de quatre grands projets français (PYRAMID, PYROPE, RGF-Pyrénées, OROGEN) ou en dehors. Un certain nombre d'articles synthétiques renouvellent, souvent profondément, la compréhension des Pyrénées alpines (mais pas toujours des Pyrénées orientales, souvent oubliées). Certains sont issus des grands projets susnommés (Tugend *et al.*, 2015 ; Teixell *et al.*, 2018 ; Ternois *et al.*, 2019 ; Angrand *et al.*, 2020 ; Lagabrielle *et al.*, 2020 ; Canva *et al.*, 2020 ; Frasca *et al.*, 2021 ; Jolivet *et al.*, 2021 ; Manatschal *et al.*, 2021 ; Angrand et Mouthereau, 2021 ; Mouthereau *et al.*, 2021 ; Saspiturry *et al.*, 2021 ; Chevrot *et al.*, 2022 ; Asti *et al.*, 2022 ; Ford *et al.*, 2022), d'autres ne le sont pas (Laumonier, 2015 ; Macchiavelli *et al.*, 2017 ; Tavani *et al.*, 2018 ; Calvet *et al.*, 2021). Les conceptions plus classiques (par ex. : Choukroune, 1992 ; Olivet *et al.*, 1996 ; Vergés *et al.*, 2002 ; Sibuet *et al.*, 2004 ; Canérot, 2008a, 2008b, 2016 ; Laumonier, 2008 ; Calvet et Gunnell, 2008 ; Bourrouilh, 2008 ; Handy *et al.*,

2010 ; collectif, 2018) qui sont résumées à grands traits ci-dessous, s'en trouvent actualisées.

### *Mésozoïque anté-Santonien*

L'évolution du domaine pyrénéen est étroitement liée à celle de deux domaines océaniques majeurs, l'Atlantique à l'Ouest et la Téthys alpine à l'Est : rifting, drifting et, dans le cas de la Téthys, subduction. Très schématiquement, on peut reconnaître six étapes majeures :

- 1 - Au Trias (depuis de SE) et au Lias inférieur (depuis l'W), *rifting* préluant aux deux ouvertures océaniques ;
- 2 - Au Dogger-Malm, ouverture (*drifting*) de la Téthys alpine puis de l'Atlantique central (au Sud de la zone de faille de Açores-Gibraltar) ;
- 3 - À la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur (~ 150-120 Ma), rifting et ouverture du segment ouest-ibérique de l'Atlantique (Atlantique Nord méridional, entre les zones de faille de Gibraltar et de Gibbs), fin de l'ouverture de la Téthys alpine ;
- 4 - Au Crétacé "moyen" (~ 115-95 Ma), rifting et ouverture du golfe de Gascogne ;
- 5 - Au Crétacé supérieur (~ 95-85 Ma), début de l'ouverture de l'Atlantique Nord et de la subduction de la Téthys Ouest ;
- 6 - Au Crétacé très supérieur (~ 84-68 Ma), début de l'orogénèse dans les Pyrénées.

Cette tectonique des plaques conditionne les mouvements relatifs de trois masses continentales : l'Europe, l'Ibérie et l'Afrique. En ce qui concerne plus particulièrement l'Ibérie et le domaine pyrénéen situé entre Ibérie et Europe, les étapes les plus importantes sont :

- au Crétacé inférieur-"moyen" (étapes 3 et 4), individualisation d'une plaque ibérique qui se sépare de l'Europe au niveau de l'actuelle Zone nord-pyrénéenne (ZNP), véritable axe orogénique de la chaîne avec exhumation du manteau lithosphérique sous-continentale, métamorphisme de HT-BP, magmatisme alcalin, etc., et se déplace, relativement à l'Europe, selon un mouvement complexe, encore discuté (*cf. infra*) ; un écartement avec formation de bassins nord-pyrénéens (*rifting*) et une translation senestre associée à une rotation antihoraire (lors de l'ouverture du golfe de Gascogne) marquent également cette étape ; on ne retiendra pas l'hypothèse (Vissers et Meijer, 2012) de l'ouverture puis de la fermeture d'un véritable océan entre Ibérie et Europe au Crétacé inférieur-"moyen" ;
- au début du Crétacé supérieur (étape 5), la plaque ibérique est quasi stationnaire vis-à-vis de l'Europe ;
- à la fin du Crétacé, à partir du Santonien supérieur (étape 6), début de la convergence N-S entre l'Ibérie et l'Europe, à l'origine de la chaîne alpine pyrénéenne ; *cf. infra*.

Un problème posé depuis le début de la tectonique des plaques, il y a plus d'un demi-siècle (Le Pichon *et al.*, 1970), est celui de l'importance de la translation senestre de la plaque ibérique relativement à l'Europe, le long de la (future) Faille nord-pyrénéenne, au Crétacé inférieur *s.l.* ; elle serait : (i) nulle à faible (moins de 150 km) pour ceux qui s'appuient sur la géologie continentale classique du domaine pyrénéen ; (ii) très forte (~ 400-500 km) pour ceux qui se basent sur la géologie marine (anomalies magnétiques de l'Atlantique et du golfe de Gascogne). Une solution à ce problème semble s'imposer aujourd'hui. Elle consiste à considérer que la plaque ibérique est constituée de deux sous-plaques séparées par un accident majeur correspondant aux actuelles Chaînes ibériques :

- une grande sous-plaque (Ibérie proprement dite) au Sud-Ouest, très mobile car solidaire de l'Atlantique Nord méridional ;
- une microplaque au Nord-Est, peu déplacée, le **bloc de l'Èbre**, entre les Chaînes ibériques et l'Europe ; si le bloc corso-sarde était solidaire du bloc de l'Èbre vers l'E, la Sardaigne se trouvait au Sud du Massif central, à l'Est des futures Pyrénées orientales, au Mésozoïque (mais la Corse-Sardaigne se trouvait plus à l'Est si elle était solidaire de l'Europe).

### ***Crétacé supérieur - Paléogène (Santonien supérieur - Oligocène supérieur, ~ 84-25 Ma)***

Les Pyrénées se sont formées en bordure Nord de la microplaque de l'Èbre (à ce moment solidaire de l'Ibérie *s.s.*) de la fin du Crétacé jusqu'à la fin de l'Oligocène (au centre-Est de la chaîne), en réponse à la convergence N-S à NNW-SSE de l'Ibérie et de l'Europe (convergence pure à faiblement transpressive senestre). La cinématique de cette convergence, en bonne conformité avec la géologie et la géomorphologie (Calvet *et al.*, 2021), permet de définir trois périodes :

- au Crétacé très supérieur (Santonien-Maastrichtien *p.p.*, ~ 84-68 Ma), première phase de convergence (~ 1mm/a) ; inversion du rift nord-pyrénéen et premiers chevauchements, formation des **Proto-Pyrénées**, largement sous-marines (*phase laramienne*) ;
- au Paléocène *s.l.* (Garumnien : Maastrichtien *p.p.* - Thanétien, ~ 68-56 Ma), arrêt de la convergence ; érosion et continentalisation (émersion) des Proto-Pyrénées ;
- à l'Éocène et à l'Oligocène (~ 56-30 Ma), reprise de la convergence (jusqu'à 3-4 mm/a à l'Éocène supérieur) ; formation des **Pyrénées ancestrales** (Pyrénées alpines *s.s.*) et de vigoureux reliefs (*phase pyrénéenne éocène*) ; cette période se poursuit jusqu'au Miocène inférieur, ~ 19-15 Ma, à l'Ouest de la chaîne)<sup>6</sup>.

---

<sup>6</sup> La convergence N-S entre l'Afrique et l'Europe/Ibérie cesse dans le domaine pyrénéen mais se poursuit plus au Sud dans les Chaînes bétiques...

De cette évolution géodynamique et du raccourcissement N-S associé (100-150 km) résultent la structuration majeure des Pyrénées alpines (chevauchements, formation d'une racine crustale, etc.) et la différence entre :

- les **Pyrénées ibériques**, au Sud de la FNP (ZA, ZSP), à vergence S ;
- les **Pyrénées européennes**, au Nord (ZNP principalement), à vergence N.

### **Néogène s.l. (Oligo-Mio-Pliocène, ~ 30-2,5 Ma)**

La géodynamique est-pyrénéenne récente à partir de la fin de l'Oligocène est déterminée par l'ouverture à l'Oligo-Miocène du bassin océanique algéro-provençal et par l'extension NNW-SSE associée, le domaine pyrénéo-provençal devenant partie intégrante de la marge nord-occidentale de ce mini-océan (Séranne, 1999 ; Gunnell *et al.*, 2009 ; Jolivet *et al.*, 2020 ; Séranne *et al.*, 2021), ce qui notamment conditionne l'évolution tectonique (failles normales, hémi-grabens) et géomorphologique des **Pyrénées modernes** (Calvet *et al.*, 2021, 2022) marquée par une alternance d'aplanissements et de soulèvements (*cf. infra*). Avant l'ouverture océanique au Miocène inférieur et la dérive vers le SE de la Sardaigne, cette dernière était séparée des Pyrénées ibériques orientales par la Zone transformante catalane dextre (*Catalan Transfer Zone*, Canva *et al.*, 2020).

Jusqu'à l'Oligocène inférieur (~ 30 Ma), la Sardaigne était positionnée à l'Est des Pyrénées orientales, et les évolutions de ces deux domaines étaient étroitement liées ; une zone basse NW-SE à N-S les séparait, zone encore marine connectée au bassin sud-pyrénéen à l'Éocène, puis continentale au Rupélien (Calvet *et al.*, 2021). On peut voir dans cette zone, une zone de faille transformante connectant l'orogène pyrénéen à la subduction téthysienne au Sud-Est, ce qui explique qu'il soit difficile de trouver une prolongation vers l'E des Pyrénées, sous le golfe du Lion. Cette zone transformante prélude clairement à la Catalan Transfer Zone (Canva *et al.*, 2020) oligo-miocène évoquée ci-dessus.

### **L'étape pré-orogénique (Permien supérieur - Santonien inférieur, ~ 260-84 Ma)**

L'absence sur la feuille d'Arles-sur-Tech et alentours de dépôts du Dogger-Malm et du Crétacé anté-santonien, et même du Trias-Lias, rend difficile l'évaluation de l'évolution de ces régions à ces époques, en particulier au Crétacé "moyen", période très active tectoniquement ; les terrains manquants ont été, soit non déposés, soit plus probablement érodés au Crétacé. Il est probable par ailleurs que le découpage losangique des accidents alpins des Pyrénées orientales (voir *supra* et **Fig. 3**) soit hérité, en partie des failles fini-hercyniennes (*cf.* les failles normales sur quartz), mais aussi (et surtout ?) de failles crétacées E-W (paléofaille de l'Hospitalet), NE-SW (paléofailles de Cerdagne et du Tech) et NW-SE (paléofailles d'Amélie-les-Bains et des Albères, par ex.) ; voir discussion *in* Laumonier (2015). Les

failles crétacées évoquées ci-dessus bordaient les bassins crétacés dont sont issues les nappes de la Pedraforca au Nord-Ouest et de l'Empordà au Nord-Est (Laumonier, 2015) et encadraient une zone haute, le *môle de Coustouges* (Bilotte, 1985), pointe Nord du *massif de l'Èbre* situé plus au Sud.

### **L'étape orogénique précoce (Santonien - Paléogène, ~ 84-56 Ma)**

Le môle de Coustouges est toujours présent au Crétacé très supérieur. Émergé, il explique la discordance du Garumnien sur le socle et la paléogéographie organisée concentriquement du Campanien-Maastrichtien autour de lui, séquence déposée dans un bassin marin – le *détroit des Aspres* (Bilotte *et al.*, 1979 ; Bilotte, 1985) – dont proviennent les unités allochtones de Coustouges, Bac Grillera et Biure (Laumonier, 2015). La tectonique précoce laramienne, si importante dans la ZNP et sans doute dans le Nord de (l'actuelle) ZA, pourrait donc être en partie synchrone de ce bassin, qui aurait valeur de bassin flexural d'avant-pays. C'est donc à ce moment que prend naissance, au Nord du détroit des Aspres, le bourrelet montagneux (*Proto-Pyrénées*) qui sépare le sillon sous-pyrénéen au Nord du bassin sud-pyrénéen au Sud. Les dépôts garumniens, continentaux et très uniformes dans les Pyrénées orientales, reposent en discordance sur les dispositifs crétacés évoqués ci-dessous en voie d'érosion (séries finicrétacées, chevauchements laramiens) et qui constituaient les Proto-Pyrénées ; à valeur de molasses, ils se sont déposés pendant la phase paléocène de quiescence tectonique et d'arrêt de la convergence alpine (*cf. supra*).

### **L'étape orogénique majeure (Éocène à Oligocène *p.p.*, ~ 84-30 Ma)**

Cette période voit la construction du prisme tectonique pyrénéen (les Pyrénées sont une chaîne à double vergence N et S) par la tectonisation d'une zone centrale de plus en plus large (Pyrénées ancestrales) et, du côté ibérique, par le rétrécissement corrélatif de l'avant-pays flexural méridional de l'Èbre, dont la partie Nord est progressivement incorporée à la chaîne. Après l'inversion du rift crétacé et une forme de subduction continentale vers la fin du Crétacé, après également la rémission tectonique paléocène, l'Éocène *s.l.* correspond à une véritable *collision continentale*, avec raccourcissement N-S, formation d'un important relief et épaissement crustal (formation d'une racine crustale très marquée sous les Pyrénées centrales, très réduite sous les Pyrénées orientales), évolution qu'il n'est pas possible de développer ici.

Les Pyrénées orientales, et en particulier les régions couvertes par la feuille Arles-sur-Tech, présentent un certain nombre d'originalités. Certaines sont liées :

– aux héritages hercynien et crétacé, en particulier le découpage rhombique des structures alpines (*cf. supra* et Laumonier, 2015) ;

– à l'évolution fini-orogénique néogène, comme par ex. : l'absence de racines crustales et lithosphériques, peut-être effacées par les extensions néogènes (Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell *et al.*, 2008, 2009).

Il est remarquable que la zone haute de Coustouges se manifeste encore à l'Éocène, au niveau de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans (ZA), dans la fenêtre des Albères, et de la Haute Garrotxa (ZSP).

Pour une discussion complète de la géodynamique de cette époque orogénique majeure et en particulier les liens entre les Pyrénées et les domaines orogéniques voisins (Chaîne cantabrique et Massifs basques, Corbières-Provence, Chaînes côtières catalanes et ibériques), le lecteur est renvoyé à l'abondante littérature sur le sujet.

### **L'étape fini-orogénique (Oligocène *p.p.* à Quaternaire, ~ 30-0 Ma)**

Pour cette période terminale, post-convergence, du cycle alpin dans les Pyrénées, on résumera principalement les discussions et les conclusions développées *in* Calvet *et al.* (2021).

Alors que les raccourcissements et l'épaississement crustal alpins se sont poursuivis dans les Pyrénées centrales jusqu'à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène (23-19 Ma), ils ont cessé dans l'Est de la chaîne à la fin de l'Éocène ou au début de l'Oligocène (34-30 Ma). L'ampleur de l'érosion syntectonique, démontrée par les séquences conglomératiques paléogènes (usuellement 2 à 3 km, comme le Palassou au Nord ou les conglomérats de Berga ou des Nogueras au Sud), suggère une chaîne de montagne démantelée à mesure de sa construction et sensiblement plus étroite que la montagne actuelle, qui englobe et porte en altitude les piémonts détritiques, notamment sur le versant méridional. Peu de données objectives permettent d'apprécier la paléoaltitude des Pyrénées au Paléogène : des considérations fondées sur la modélisation thermo-cinématique suggèreraient une altitude de 2,6 km entre 40 et 26 Ma, maintenue stable jusque vers 9 Ma, pour les Pyrénées centrales (Fillon et van der Beek, 2012) ; la modélisation flexurale indiquait au plus 2 000 m pour le Lutétien moyen sur un transect des Pyrénées centro-orientales (Millan *et al.*, 1995) ; les données  $\delta^{18}\text{O}$  issues des mollusques marins indiqueraient au minimum une altitude de 2 km atteinte entre 49 et 41 Ma, pour les Pyrénées centrales (Huyghe *et al.*, 2012).

Dans les Pyrénées orientales, la chaîne édiflée au Paléogène est affectée par un phénomène de collapse généralisé au cours du Néogène, en relation avec le rifting ouest-européen. On définit en général deux épisodes de rifting ; le premier, initié au Priabonien (35 Ma), est associé à une extension E-W avec un jeu senestre sur les fractures NE-SW entre Pyrénées et sillon rhodanien. Mais l'évolution des Pyrénées orientales est surtout conditionnée par le deuxième épisode de rifting, associé à une extension NW-SE. Initié au milieu

de l'Oligocène (30 Ma), il se prolonge pendant tout l'Aquitanien et conduit à l'ouverture de la Méditerranée occidentale, avec la dérive (*drifting*) du bloc corso-sarde, au Burdigalien principalement (20-15 Ma). Cette ouverture et le collapse qu'elle génère sont liés au retrait (*slab rollback*) vers le SE de la subduction téthysienne (Jolivet *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Jolivet *et al.*, 2020). Dans les Pyrénées orientales, le jeu des failles normales de la Têt et du Tech s'amorce dès l'Oligocène supérieur : la thermochronologie a montré le fonctionnement de la faille de la Têt entre 30 et 24 Ma (Milési *et al.*, 2020). La formation des fossés du Conflent et du Roussillon et leur puissant remblaiement détritique syntectonique au Miocène inférieur sont aussi l'expression de cette dynamique de rifting. Si les Pyrénées centrales possèdent aujourd'hui encore la racine crustale (50-55 km) constituée lors de la tectonique alpine, cette racine a disparu sous les Pyrénées orientales, où la croûte a une épaisseur normale de 25-35 km qui diminue encore vers l'E, en direction de la Méditerranée. La disparition de la racine crustale est-pyrénéenne se serait faite à ce moment.

Ces deux éléments, (i) achèvement précoce de l'orogénèse compressive pyrénéenne, (ii) morcellement et collapse extensif méditerranéen, expliquent conjointement la facile et rapide destruction des reliefs montagneux et l'élaboration d'une quasi-pénéplaine sur la moitié orientale des Pyrénées dès l'Oligo-Aquitanien, la surface principale S. Le soulèvement d'une épaule de rift au Burdigalien ancien, attesté par les dépôts continentaux très grossiers des bassins du Roussillon et du Conflent, mais aussi du Vallès plus au Sud, justifie la formation d'une surface plus récente P1, formant de vastes pédiments ceinturant des reliefs résiduels (**Fig. 22, ht 3**). Ces reliefs portent encore, au Nord du Roussillon et de la Cerdagne, des restes de la surface S, laquelle a probablement été entièrement détruite sur les massifs orientaux, Canigou et Albères, plus fortement soulevés par le rifting. C'est la seule surface d'aplanissement dont on a relevé des traces, très ponctuelles, sur la feuille Arles-sur-Tech. Il n'y a aucune raison d'imaginer dans l'Est des Pyrénées un modèle d'altiplanation (Babault *et al.*, 2005a,b, 2007 ; discussion *in* Gunnell et Calvet, 2006, Calvet *et al.*, 2015, 2021) : les aplanissements S et P1 se sont naturellement réalisés en relation directe avec le niveau de base marin méditerranéen, dont on sait qu'il est en place à proximité des côtes actuelles dès l'Aquitanien au moins ; au Miocène moyen en tout cas le raccord est bien assuré entre le plan P1 et les dépôts littoraux du Langhien dans les Corbières et en Languedoc. Ces paléotopographies aplanies étaient d'origine continentale et donc dotées d'une certaine pente ; mais on a pu démontrer *via* la modélisation géophysique que leur altitude, dans leurs parties amont sur l'axe pyrénéen, n'a pas dépassé 700 à 800 m (Gunnell *et al.*, 2008, 2009).

La surrection régionale reprend au Tortonien, vers 10-12 Ma et se poursuit au Pliocène inférieur et au Quaternaire. Cette phase néotectonique est responsable de l'essentiel du volume de relief actuel. Elle est marquée par la naissance de néofossés d'effondrement extensifs, dans la Zone axiale (bassins de la Seu d'Urgell, de la Cerdagne et du Capcir) et au Sud-Est (bassins de l'Empordà et

de La Selva), et par le rejeu des failles majeures de la Têt et du Tech, ponctuellement attesté par la thermochronologie, notamment sur la faille de la Têt vers 10 Ma (Milesi *et al.*, 2020). Le remplissage détritico-torrentiel des néofossés est daté par des gisements de mammifères nombreux du Vallésien-Turolien (Miocène supérieur, 12-10 à 6 Ma) (synthèse in Calvet, 1996 et Calvet *et al.*, 2021). Cette phase est également marquée par l'apparition concomitante, à partir de 10 Ma, du volcanisme alcalin catalan (Empordà, La Selva). Les bassins côtiers préexistants, comme le Roussillon, rejoignent à la même époque, ce jeu se prolongeant au moins jusqu'au Pliocène inférieur.

Le moteur de cette néotectonique pourrait être un réchauffement et une érosion thermique de la racine lithosphérique ou sa rupture : les données géophysiques disponibles (synthèse in Calvet *et al.*, 2021, avec l'ensemble des références bibliographiques ; voir en particulier Chevrot *et al.*, 2018) ont montré que cette racine lithosphérique dense et lourde, formée par un panneau plongeant de manteau supérieur associé à de la croûte inférieure éclogitisée, a disparu dans le tiers Est de la chaîne et serait en cours de fusion partielle plus à l'W. Ce réchauffement de la lithosphère amincie serait donc responsable de son soulèvement récent (Gunnell *et al.*, 2008). Le réchauffement pourrait être lié à un flux asthénosphérique de retour issu du panache du Massif central et s'écoulant vers la Méditerranée, entre 17 et 2 Ma ; ce serait aussi une lointaine conséquence du *slab rollback* de la subduction thétysienne qui se poursuit au Sud-Est (Barruol et Granet, 2002 ; Barruol *et al.*, 2004 ; Pio Lucente *et al.*, 2006).

Les flores vallésiennes et tuoliennes de Cerdagne et du Val d'Aran qui contiennent des espèces subtropicales thermophiles, comme les données  $\delta^{18}\text{O}$  des dents de petits mammifères tuoliens de Cerdagne, suggèrent des conditions thermiques de basse altitude, comparables à celles des bassins côtiers du même âge et incompatibles avec le caractère montagnard actuel de ces fossés internes. Leur soulèvement serait donc pour l'essentiel postérieur à 6 Ma (Suc et Fauquette, 2012 ; Huyghe *et al.*, 2020). Le Pliocène moyen et supérieur semble marquer une pause dans le soulèvement ; le relief est encore émoussé, marqué par la formation des pédiments P2, notamment dans les volumes de roche granitique facilement arénisés et excavés en grands bassins (ou alvéoles), et les altitudes sont encore modérées. Ce n'est qu'au Quaternaire que les Pyrénées orientales acquièrent leurs altitudes actuelles par un nouveau soulèvement généralisé, de 500-800 m environ à l'Ouest, sans rejeu notable et avéré des grandes failles. Ce soulèvement est le moteur essentiel de l'incision des vallées et, lorsqu'elles existent, de l'étagement des systèmes de terrasses alluviales (Delmas *et al.*, 2018). Il est évidemment responsable du développement des modelés glaciaires dans les massifs montagneux dépassant 2 000 m. Plus bas, les crises froides quaternaires ont légué de nombreuses formations de pente périglaciaires, liées au gel, discrètes cependant, voire absentes en dessous de 600-1000 m.

Cet ultime événement orogénique serait à discuter dans le contexte du régime tectonique actuel, malheureusement mal connu, dans un domaine de sismicité faible à modérée, où les événements intenses ont une fréquence au moins pluriséculaire. Les travaux anciens admettaient un retour à un contexte compressif proche de N-S lié à la convergence Afrique-Europe (Goula *et al.*, 1999). Mais les travaux plus récents proposent une image beaucoup plus nuancée des Pyrénées, avec des régimes très variables, plutôt extensifs, notamment à l'Ouest, et peut-être compressif-décrochant au Nord-Est (Rigo *et al.*, 2015), ou plus globalement une extension plus faible à l'E et associée à un fonctionnement décrochant (Mazzotti *et al.*, 2020), sans que les moteurs puissent en être encore clairement définis.

## RESSOURCES MINÉRALES

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

#### Substances utiles

##### *Talc et magnésite (giobertite)*

Ces substances (Tabs. I et II) ont fait l'objet, dans le massif du Roc de France, d'une importante activité minière, aujourd'hui arrêtée, tant en France qu'en Espagne (talc de La Vajol). Il existe au moins deux travaux fondamentaux sur les minéralisations de magnésite-talc-chlorite, déjà anciens, l'article de G. Guitard (1973) et la thèse de H. Grisey (1984), thèse très exhaustive qui fournit par ailleurs une vue d'ensemble de la géologie et de la métallogénie du massif.

Les gisements et indices de talc sont étroitement liés aux roches carbonatées (marbres dolomitiques) de la Formation de Canaveilles, la plupart intercalés entre les Gneiss du Roc de France et le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, quelques uns dans les Micaschistes de Montalba-d'Amélie. Il existe trois concentrations de gisements au toit des gneiss :

- gisement de magnésite-talc de la **Serre de Montner** (France, 4 km au NE de Saint-Laurent-de-Cerdans), découvert en 1959 par G. Guitard, exploré par sondages et en carrière en 1960-61 par le BRGM mais jamais exploité car en définitive trop petit ;
- gisements de talc-chlorite du groupe de **Santa María** (Espagne, entre le Pic des Salines et Fusimanya) ; le gîte principal (mines de Santa María et de Mas Fred) se situe au milieu de cette zone NNE-SSW longue de 2500 m ;
- gisements de talc-chlorite du groupe de **Ginebró** (Espagne, 1000 m à l'W de La Vajol), avec la mine Canta ou de Negrín au milieu d'une zone d'occurrences NNW-SSE longue de 4000 m.

Les mines espagnoles (« La Vajol ») sont fermées depuis la fin des années 1980.

Il existe aussi deux gisements dans les Micaschistes de Montalba, sur le versant français :

- le petit gisement de talc-chlorite dit de **Reynès** (France, 1700 m au SE du village), exploité en galeries de 1900 à 1978 ;
- le très petit gisement de talc de la **Font del Freixe** (France, 1000 m au SE du précédent).

Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer l'origine des gisements de talc. En bref, un premier modèle, isochimique, sans métasomatose donc, invoque une simple réaction entre la dolomite et la silice (Capdecombe, 1950). Une seconde hypothèse (Guitard, 1973 ; Grisey, 1984) invoque des apports (métasomatose) de fer et de silice par des fluides postmagmatiques liés aux grands plutons hercyniens. Une troisième, la plus récente (Liesa, 1988), plus ou moins isochimique à nouveau, fait jouer un rôle majeur à la mylonitisation, qui toujours affecte le talc et les roches encaissantes, et aux fluides associés. À la différence du grand gisement de Trimouns (Luzenac) en Ariège, daté de l'Albo-Cénomaniens, les deux petits gisements est-pyrénéens du Col de Jau et de las Embollas, au Nord du massif du Canigou, sont datés en partie au moins de la fin du cycle varisque (Schärer *et al.*, 1999 ; Boutin *et al.*, 2016) ; il en est de même, probablement, de ceux du massif du Roc de France.

Signalons qu'il existe encore des minéralisations résultant elles aussi de la transformation des roches encaissantes par hydrothermalisme :

- des petites concentrations de chlorite (chloritites) associées à des roches non carbonatées, en particulier des gneiss (par exemple au Mas Parer, près du gîte de la Font del Freixe) ou bien des leucogranites et des aplo-pegmatites (par exemple, près de las Illas) ;
- trois petits gisements de séricite (séricitites) dans les granodiorites de la Jonquera qui ont été exploités en carrière, remarquablement alignés le long de la faille de Riunoguès, dont deux en France, au Mas Borrec, 500 m au SE des Hauts de Céret, et 500 m au SSW de Riunoguès.

#### ***Autres substances utiles***

Le gypse du Keuper a été exploité à **Reynès** au début du XXe siècle, en carrière et en galerie.

En limite Nord de la feuille, la dolomie du Trias a été exploitée dans les carrières de **Pedres Blanques**, en limite Sud de la feuille Céret ; la dolomie était transformée en dolomie frittée et utilisée comme réfractaire ; l'exploitation a été arrêtée en 1968.

## Carrières

Sur le versant français, outre de nombreuses microcarrières de matériaux de construction (granite, gneiss, schiste, marbre, alluvions, etc.), il y a très peu d'exploitations de plus grande taille, le plus souvent abandonnées. Il en est de même sur le versant espagnol.

### GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

La feuille Arles-sur-Tech est très pauvre en minerais métalliques, tant du côté français (BRGM, 1982 ; Grisey, 1984 ; Moyroud et Salpeteur, 1993) que du côté espagnol, à la différence des feuilles voisines Céret (Fe de Batère) et Prats-de-Mollo (W de Costabonne).

Sur le versant français (Tabs. I et II), il existe cependant un certain nombre d'indices de Pb-Zn±Ag±Cu, de Cu, Ba, W, As±Au, certains stratiformes et d'autres sécants, finihercyniens généralement (Marcoux *et al.*, 1981). Certains de ces gisements ont fait l'objet de petites exploitations, toutes abandonnées aujourd'hui. On citera :

- les indices Pb-Zn de **Puig Cabrera** (*Cabres*) au Nord-Ouest du Tech et ceux des environs de **Lamanère** (*La Menera*, la mine) à cheval sur les feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo (Gafa Llops) ; ces indices sont stratiformes et encaissés dans la Formation de Canaveilles ;
- l'indice de Zn-Cu de **Can Pey**, près d'Arles-sur-Tech, encaissé dans la Formation de Valcebollère du Puig de l'Escatiró ;
- les indices de Cu-Ba, filoniens (filons de quartz) au NE de **Lamanère** (Cap de Ca), à l'Ouest de **Coustouges** (Coustouges, Falgós) et au SE de **Villeroje** (les Costes), encaissés dans le granite rouge de Coustouges ;
- des indices de fluor près de Reynès.

Une prospection géochimique générale a été réalisée de 1981 à 1991 sur la feuille Arles-sur-Tech et sur la feuille Prats-de-Mollo. 2261 échantillons de sol et de sédiments de ruisseau ont été prélevés, soit une densité moyenne de 3 échantillons au kilomètre carré. La fraction < 125 µm a été analysée par spectrométrie d'émission plasma (quantomètre) pour 22 éléments (Or non dosé). L'ensemble des résultats est rassemblé et commenté dans le rapport de C. Leduc et P. Boulanger (1985, BRGM/GMX/GCA Inv. 300). Une prospection à la « batée » a également été faite sur les mêmes rivières et ruisseaux. Une évaluation comparative de l'intérêt de certaines anomalies géochimiques, considérées comme révélatrices de possibles concentrations métallifères, est proposée par B. Moyroud et I. Salpeteur en 1993 (rapport BRGM R37780 « Synthèse régionale de la prospection des Pyrénées orientales »). Cette prospection systématique a révélé des zones anormales caractérisées par une association métallique à teneurs très contrastées par rapport à l'environnement, dans lesquels s'inscrivent les gites miniers et les indices métallifères exploités

ou déjà connus. Ces données géochimiques régionales, dans les conditions d'affleurement avec sols très peu évolués de ce secteur, reflètent directement les lithologies des petits bassins versant échantillonnés. Elles permettent, avec les données issues des études géologiques réalisées par ailleurs, de proposer un regroupement des minéralisations de la feuille en quelques grandes familles géologiques (Moyroud et Salpeteur, 1993).

Le versant espagnol est lui aussi pauvre en minéralisations métalliques, qui sont de même type que sur le versant français, mais qui ont donné lieu autrefois à un plus grand nombre de petites exploitations, toutes abandonnées aujourd'hui (*Mapa metalogenetico de España a escala de 1:200 000*, feuille Figueras, 1973). Les notices des cartes espagnoles signalent :

- des minéralisations stratiformes de Pb-Zn (dans la Formation de Canaveilles de la culmination de Sant Aniol ; Ayora et Casas, 1985) ;
- des minéralisations de Pb-Ba±Cu±Fe filoniennes dans les granites rouges des boutonnières de la Garrotxa, près de Darnius, de Maçanet de Cabrenys et de Tapis, ainsi que dans l'Ordovicien supérieur de Mont Roig ;
- de rares minéralisations d'As-Sb (filons de quartz à arsénopyrite) ;
- des indices d'uranium dans les granites près de Boadella.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### CLIMAT, VÉGÉTATION, ÉROSION ACTUELLE

#### Un carrefour climatique

La feuille Arles-sur-Tech est à la charnière de deux domaines bioclimatiques différents. Toute la moitié orientale en dessous de 600 m est en domaine méditerranéen, avec une saison sèche estivale (critère de Gaussen :  $P_{mm} < 2t^\circ$ ) de l'ordre de 2 ou 3 mois en Empordà, aux abords de Figueras, mais déjà très atténuée en Bas Vallespir où Céret ne connaît pas de mois sec, tout comme Maçanet de Cabrenys dans le bassin de la Muga. Les massifs du Roc de France et de la Haute Garrotxa, comme tout le bassin du Haut Vallespir dès Amélie-les-Bains, donc à basse altitude, appartiennent à un domaine de montagne humide très original, à moins de 50 km de la côte méditerranéenne. Le caractère méditerranéen de ce climat réside dans l'origine des précipitations, principalement apportées par les perturbations de SE, l'irrégularité interannuelle et les abats d'eau extrêmes (*cf. infra*), généralement de saison automnale. Par contre la sécheresse estivale est inconnue en amont d'Arles-sur-Tech et la saison chaude, de mai à août, y devient la plus arrosée en raison de la fréquence des orages. Les totaux pluviométriques annuels atteignent 800 mm à Céret et à Maçanet de Cabrenys, 972 mm à Saint-Laurent-de-Cerdans, 1080 mm au village du Tech. Le Vallespir a pu à juste titre être appelé le *pays de la pluie* par les climatologues (Vigneau, 1986).

Cette originalité résulte de la position sous les flux dominants de NW en altitude, qui provoquent, sous le vent de la barrière montagneuse, un effet de sifflet, aspirant l'air chaud, humide et instable du SE, qui monte de la Méditerranée et de l'Empordà par les trouées de las Illas et surtout de Coustouges. Cela entretient les ascendances orageuses estivales sur toute la façade méridionale des hauts massifs de Canigou-Caraça. Par contre l'enneigement hivernal est faible et discontinu dans le temps, sur les massifs qui ne dépassent pas 1 500 m. Les moyennes thermiques sont plutôt douces : 12° à Céret, 13,5° au Pas du Loup, 12,2° au Tech, 11,8° à Maçanet de Cabrenys, 9,1° à Saint-Laurent-de-Cerdans (pour des périodes de référence différentes).

### L'étagement de la végétation

La végétation reflète bien ces contrastes climatiques (Gaussen, 1926, 1970). L'étage méditerranéen, représenté par les séries du chêne vert et du chêne-liège, apparaît à l'E et au SE, où il pénètre dans le bassin de l'Arnera jusqu'à Maçanet-de-Cabrenys et Tapis, jusqu'à plus de 800-900 m en exposition S, et dans ceux de la Muga et du Llierca jusque sur les marges orientales et méridionales de la Hautes Garrotxa. Par contre cet étage pénètre très peu dans le moyen Vallespir et ne dépasse pas le secteur du Tech vers 500-600 m. Le cortège des plantes méditerranéennes s'appauvrit très vite et ne dépasse qu'à peine Arles-sur-Tech ; seul le chêne vert peut monter assez haut en raison de sa résistance au gel et son caractère rupicole qui lui permet de coloniser les escarpements rocheux aussi bien calcaires que gneissiques. Le chêne-liège, exclusivement cantonné aux sols siliceux, est réputé plus thermophile ; il ne monte pas aussi haut lorsqu'il est exploité pour le liège car le démasclage de son tronc le fragilise. L'exploitation du liège a favorisé cette espèce sur les deux versants et a donné lieu notamment à une industrie de bouchons, encore active. L'étage subméditerranéen est représenté par la série du chêne pubescent et, ponctuellement dans la Haute Garrotxa orientale comme sur Bac Grillera, par la série du pin de Salzmann (*Pinus nigra subsp. salzmanni*). Cet étage monte jusqu'à 800-1100 m selon l'exposition. Il a été très largement reboisé en chataîgniers en moyen Vallespir, initialement exploités en taillis notamment pour la production de piquets de vigne. L'étage montagnard, dans cette région humide, est essentiellement occupé par la série du hêtre et très localement par quelques stations à sapins. Les landes buissonnantes et les pelouses rases des crêtes sont un faciès lié au vent, qui limite très localement la pousse des arbres.

La végétation naturelle a été très transformée par l'Homme. Les défrichements agricoles et la fabrication du charbon de bois pour alimenter les forges catalanes ont atteint leur point maximum au cours du XVIII<sup>e</sup> siècle, contribuant très certainement à amplifier les effets érosifs des abats d'eau extrêmes, particulièrement fréquents au Petit âge de glace. L'exploitation du liège a favorisé le chêne-liège dans les zones basses et on a signalé les

reboisements en chataîgniers dès le XIX<sup>e</sup>. L'exode rural a été accéléré après 1940 par les rachats de terrain de l'ONF (feuille Prats-de-Mollo principalement) : les reboisements de l'étage montagnard, réalisés par le service de RTM (*Restauration des Terrains de Montagne*), ont porté sur 3680 ha (résineux, surtout non autochtones, épicéas et mélèzes), pour un domanial RTM de 6636 ha. Mais c'est surtout le recru naturel, notamment sur la feuille Arles-sur-Tech, qui a rendu au Vallespir sa couverture forestière dense, déjà célèbre au Moyen âge (13 % de forêts en 1827, 60 % maintenant). Les cultures actuelles sont rares et se limitent essentiellement à des prairies de fauche, support d'une activité pastorale résiduelle, et à quelques vergers dans les vallées, ainsi que des vignes et quelques olivettes dans le domaine oriental autour d'Agullana et La Jonquera, sans oublier l'exploitation des subéraies.

### Une érosion périodiquement très active

L'érosion est toujours très active en Vallespir, malgré un couvert végétal dense et continu et un spectaculaire recru forestier depuis un demi-siècle. Cela s'explique par une triple conjonction de facteurs : (i) la raideur des pentes, notamment celles des vallées incisées au Quaternaire ; (ii) l'importance des volumes rocheux sensibles ou ameublis par l'altération (schistes, arènes granitiques) ; (iii) l'ampleur des précipitations, partout supérieures à 1 m en haut Vallespir, et l'intensité des averses méditerranéennes automnales. Les événements extrêmes de fréquence bi- à triséculaire du type de celui de 1940 jouent un rôle majeur. Ce dernier a enregistré le record européen officiel de précipitation en 24 h, avec 840 mm le 17 octobre au poste de la Llau, juste sur la limite W de la feuille, dans la vallée de la Coumelade. Mais le pluviomètre avait débordé à plusieurs reprises et d'autres mesures officieuses réalisées à Saint-Laurent-de-Cerdans ont indiqué 1 m pour la journée du 17 ; pour les 4 jours de l'événement les totaux cumulés sont de l'ordre de 2 m (Pardé, 1941 ; Soutadé, 1993 ; Boutin et Pascual, 1993). Des événements moindres et plus récents ont eu ponctuellement un impact notable (1962, 1965, 1977, 1982, 1992, etc.). Dans le passé, des cataclysmes comparables ou supérieurs à celui de 1940 sont recensés dans les archives en 878, 1264, 1421, 1553, 1632, 1763, 1766, 1772, 1777, 1842 (Bénech, 1993) ; celui de 1763 a été décrit, lors de son inspection du Vallespir après la catastrophe, par l'ingénieur François de Lescure, en des termes exactement similaires à ceux employés par les témoins de la crise d'octobre 1940 (Archives départementales des Pyrénées-Orientales - AD66- 1C 1078). On doit à ce type d'événement les ravinements généralisés des versants, particulièrement intenses sur la feuille voisine Prats-de-Mollo, dans les hauts versants montagneux de l'étage subalpin (voir la notice de cette feuille). Sur la feuille Arles-sur-Tech, les ravinements, voire de véritables *bad lands*, sont très nombreux dans les arènes granitiques du bassin de Saint-Laurent-de-Cerdans (notamment autour du Mt Capell : Allée, 1984a) et les colluvions schisteuses épaisses (par exemple, rive gauche du Tech en aval du Pas du Loup). S'y associent localement des mouvements de masse de grande ampleur (*cf. Description des terrains*).

Ces érosions actives sur les versants se traduisent à l'aval par les lits torrentiels chaotiques de la plupart des cours d'eau, avec des remblaiements de plusieurs mètres d'épaisseur mis en place par chaque événement majeur. Ces crises exceptionnelles assurent un fonctionnement continu du système fluvial en connectant les versants et les ravins élémentaires à l'ensemble des drains jusqu'en aval du bassin fluvial. La charge sédimentaire fournie par les versants y est donc considérable et vient s'accumuler en fin d'épisode dans le fond des vallées. Entre ces crises, les cours d'eau ré-incident progressivement leurs alluvions et évacuent peu à peu vers l'aval les matériaux sédimentaires initialement stockés dans les lits de crue, à l'occasion d'événements hydrologiques de fréquence plus haute mais d'intensité moindre et qui n'assurent plus la mise en connection de tous les éléments du système. C'est ce que l'on observe depuis l'événement de 1940.

La seule crue de 1940 aurait mobilisé 47 à 72 millions de tonnes dans l'ensemble du bassin du Tech, dont 25 à 35 conduits au moins jusqu'à Céret et 10 à 15 jusqu'à la mer (Pardé, 1941), soit une tranche érodée de 19 à 27 mm pour le haut Vallespir. Les charriages, estimés via des formules classiques, donnent, pour la crue de 1940, 644 000 m<sup>3</sup> pour le Riuferrer à Arles-sur-Tech et 415 000 m<sup>3</sup> pour le Tech à Amélie-les-Bains (soit respectivement 1,67 et 1,07 Mt), alors qu'une crue centennale donnerait respectivement 99 000 et 116 000 m<sup>3</sup> (soit 257 et 301 kt) (Capolini et Lefort, 1993). En année moyenne (données anciennes et inédites, DDA des Pyrénées orientales, C. Bénech), on admettait pour le Tech 380 000 à 540 000 t (dont 100 000 pour les charriages), soit une tranche érodée de 300 à 400 mm par millénaire. Comme on le voit, une seule crue exceptionnelle de fréquence triséculaire peut transporter 60 fois plus de matériaux qu'en une année ordinaire (Calvet, 1993, 1996). L'utilisation des teneurs en <sup>10</sup>Be dans les alluvions des cours d'eau actuels permet en théorie de s'abstraire des effets de l'érosion anthropique et d'estimer la dénudation holocène naturelle ; le Tech a fourni une valeur de 104,0 ± 24,3 mm/millénaire, avec un temps d'intégration de l'ordre de 8 ka (Molliex *et al.*, 2016).

## RISQUES NATURELS

Le territoire concerné par la feuille Prats-de-Mollo est soumis à des aléas naturels très divers et, pour certains, particulièrement intenses. Mais les espaces à risques concernent essentiellement les fonds de vallées, notamment celle du Tech, où se concentrent la quasi-totalité des enjeux et de la population.

### Sismicité historique et risque sismique

L'aléa sismique concerne l'ensemble du département des Pyrénées-Orientales. Le relevé historique des tremblements de terre du département révèle une sismicité plutôt faible au regard d'autres régions telles que la Bigorre (Hautes-Pyrénées), le Béarn (Pyrénées-Atlantiques) ou la Catalogne

(Espagne) (Souriau et Pauchet, 1998 ; Souriau *et al.*, 2001 ; Lacan et Ortuño, 2012). Géographiquement, les épicentres départementaux semblent se répartir en plusieurs zones : au Nord et au Nord-Ouest, les Fenouillèdes et le centre-Nord de la Plaine du Roussillon ; à l'Ouest, le Vallespir et le Conflent prolongés par la Cerdagne ; au Sud, la plaine du Roussillon méridionale et la chaîne des Albères. Le nouveau zonage sismique de la France, entré en vigueur le 1<sup>er</sup> mai 2011, range le territoire de la feuille Arles-sur-Tech à cheval sur la catégorie 4 (sismicité moyenne) à l'W et la catégorie 3 (sismicité modérée) à l'E, sur une échelle allant de 1 (très faible) à 4 (moyenne) pour la France métropolitaine.

Les épicentres historiques répertoriés dans les catalogues sont assez nombreux mais mal localisés, donc difficiles à séparer de phénomènes régionaux plus amples, et parfois attribués à des dates variables. On compte une trentaine d'événements répertoriés entre 1700 et 1984 pour le Département et ses abords immédiats, dont l'intensité varie entre V et VI-VII (sur une échelle de 12 degrés), impliquant surtout des dégâts modérés, fissures, chutes de tuiles ou de cheminées, etc. d'après un catalogue déjà ancien (Lambert et Levret, 1996). Dans le secteur couvert par la feuille Arles-sur-Tech et ses alentours, un séisme est attesté en 1783 à Prats-de-Mollo (celui indiqué en 1763 semble une confusion avec la catastrophe hydrologique) (Olivera *et al.*, 1986) et décrit par certains propos de l'époque comme responsable de dommages à des habitations mais son aire d'extension reste à préciser. Certains catalogues le placent plutôt en 1772 (Lambert et Levret, 1996). L'accident du Tech pourrait être jalonné par quelques rares autres épicentres alignés depuis le Ter jusqu'aux Albères, notamment celui de 1798 vers Collioure et les événements enregistrés à Sant Joan de las Abadesses en 1852, Elne en 1917, Camprodon en 1923, Prats-de-Mollo en 1979, le Canigou en 1980. Les épicentres historiques sont nettement plus nombreux sur l'alignement Têt-Cerdagne ainsi que sur l'axe des Fenouillèdes.

La sismicité instrumentale fournit des données beaucoup plus abondantes et précises depuis les années 1980. L'accident du Tech prolonge, avec une certaine discrétion, une zone extrêmement active dans les hauts bassins du Ter et du Fluvià (Olivera *et al.*, 1986 ; Goula *et al.*, 1999...). On y relève deux séismes de magnitude entre 4 et 5, en 1979 (Prats-de-Mollo, M : 4,2) et en 1984 (Ribes de Freser, M : 4,4) et deux proches de 4, en 1983 (Mollo, M : 3,9) et en 1988 (Ribes, M : 3,8). Entre 1989 et 2003, on y compte à nouveau deux chocs de magnitude entre 4 et 5, huit chocs de magnitude entre 3 et 4 et plusieurs dizaines de chocs de magnitude plus faible, auxquels il faut rajouter un choc entre 4 et 5 au N de Céret, deux autres entre 3 et 4 dans le Canigou et au large des Albères (Souriau et Sylvander, 2004).

L'événement de référence reste le séisme du 2 février 1428, dit d'Olot, d'une intensité MSK initialement évaluée à X-XI, mais limitée par les travaux récents à VIII-IX à l'épicentre (Olivera *et al.*, 2006 ; Perea, 2009). Il a fortement affecté tout le secteur et on a estimé la magnitude Mw à 6,5 avec un

hypocentre à 9 km. Sa période de récurrence n'est pas connue, mais semble largement pluriséculaire, sinon millénaire. L'épicentre en serait placé immédiatement au Sud de la frontière, sur la bordure de la Zone axiale, à Camprodon ou vers Queralbs ; mais il a parfois été placé en Cerdagne, vers Puigcerdà. Il a été associé à un accident chevauchant qui s'aligne sur le système de failles du Vallespir, le chevauchement de Ribes-Camprodon. Ce séisme majeur est le point d'orgue d'une crise sismique manifestement amorcée sur le système de failles normales NW-SE qui limite à l'W le bassin de l'Empordà, avec deux séismes d'intensité VIII à Amer le 15 mars 1427 et à Olot le 15 mai 1427. Cela illustre bien les incertitudes quant au régime de contraintes et aux moteurs de cette sismicité : si initialement on avait privilégié un contexte compressif pour l'ensemble des Pyrénées (Goula *et al.*, 1999), les nouveaux calculs de mécanismes au foyer, mieux contraints, montrent que l'essentiel des séismes pyrénéens actuels seraient en faille normale (Chevrot *et al.*, 2011) et la modélisation suggérerait que le séisme de 1428 pourrait être plutôt lié à un accident normal situé dans le prolongement N de la faille d'Amer (Perea, 2009).

Le descriptif des séismes historiques est consultable sur le site du BRGM <http://www.sisfrance.net>.

### **Autres aléas**

L'aléa mouvements de terrain est présent sur les versants schisteux de la vallée du Tech, où il peut concerner des masses de plusieurs millions de m<sup>3</sup>, susceptibles de barrer la vallée et de provoquer des vagues de débâcle si, comme cela a été le cas en 1940, ils coïncident avec une crue majeure. En 1940, par chance, le barrage de l'Avellanosa, haut de 60 m s'est érodé progressivement. Le glissement de l'Avellanosa, en bordure Ouest de la feuille, n'est pas stabilisé et la masse glissée inférieure, entaillée par le Tech en un versant très raide et haut de plus de 80 m, peut être potentiellement remise en route. Le glissement lent d'Arles-sur-Tech est un risque potentiel direct pour l'agglomération, en cas de rupture brutale.

Le risque majeur sur la feuille est représenté par les crues torrentielles, apportées en général par les perturbations méditerranéennes d'automne. Elles ont été décrites plus haut et l'événement de référence en Vallespir est 1940, avec son double presque parfait de 1763. Elles se manifestent à la fois par des ravinements et laves torrentielles sur les versants et des sapements de berges et remblaiements considérables sur les drains principaux. Tout le fond de la vallée du Tech et de ses affluents, où les enjeux sont nombreux, est concerné, voies de communications, aménagements hydrauliques, maisons et hameaux isolés et zones urbanisées comme Le Tech, Arles-sur-Tech et Amélie-les-Bains, où il y a eu plusieurs dizaines de victimes en 1940, ainsi que les nombreux lotissements récents qui s'égrennent sur les rives du Tech entre Amélie-les-Bains et Arles-sur-Tech et jusqu'au Pas du Loup en amont. Cette

urbanisation intense des fonds de vallées depuis l'événement de 1940 a évidemment démultiplié les risques et le coût potentiel des dommages. Le risque concerne aussi bien le fond alluvial des vallées elles-mêmes, que les versants et pieds de versant hors d'atteinte du cours d'eau principal mais menacés par les ravinements torrentiels locaux issus des versants eux-mêmes ; les lotissements de Can Partère, installés sur des cônes torrentiels subactifs et au pied des grandes zones ravinées sont particulièrement emblématiques.

Un dernier aléa est représenté par les feux de forêts, essentiellement dans l'étage méditerranéen, sur les marges orientales de la carte, où le vent violent et très fréquent de secteur N (la Tramontane) aggrave le risque.

## *HYDROGÉOLOGIE*

### **Eaux souterraines**

Sur le versant français de la feuille Arles-Sur-Tech, de part et d'autre de la vallée du Tech, les ressources en eaux souterraines sont peu connues, sauf sur le secteur des sources thermominérales d'Amélie-les-Bains. Sur le versant espagnol, la feuille Arles-sur-Tech concerne les terrains hercyniens de la partie Sud de la Zone axiale (ZA), où les ressources en eaux souterraines apparaissent limitées, même si elles sont exploitées par une unité d'embouteillage à Maçanet de Cabrenys (Les Creus), et les terrains posthercyniens de la Zone sud-pyrénéenne (ZSP), y compris les klippes de Coustouges et du Bac Grillera. Pour le versant espagnol, une cartographie en ligne est accessible sur le site de l'*Agència Catalana de l'Aigua* de la Generalitat de Catalunya.

#### *Les terrains détritiques quaternaires et les altérites résiduelles néogènes*

Les terrains alluviaux de fonds de vallées, et les terrains colluviaux et glaciaires, auxquels ils peuvent être connectés, peuvent être en relation avec les cours d'eau. Les écoulements et sous-écoulements du Tech et du Riuferrier sont captés, pour l'alimentation en eau destinée à la consommation humaine des communes d'Arles-Sur-Tech, Amélie-les-Bains-Palalda, Reynès, Céret, Saint-Jean-Pla-de-Corts et Vivès, par plusieurs ouvrages situés à Arles-Sur-Tech : (i) drain du Tech et Forages F1 et F2 du « Barry d'Amont » (alluvions du Tech) : autorisation de prélèvement de 8000 m<sup>3</sup>/j ; avec une capacité de production des forages de 200 m<sup>3</sup>/h ; (ii) drain du Riuferrier (alluvions du Riuferrier) : capacité maximale de 800 m<sup>3</sup>/h.

L'inventaire de l'*Agència Catalana de l'Aigua* signale des puits et prises d'eau superficielles dans les terrains quaternaires, notamment en amont du réservoir (*embalse*) de Boadella dans le secteur Sant-Llorenç-de-la-Muga et Albanyà. Sont répertoriés plusieurs piézomètres dans l'aquifère alluvial de la vallée du Llobregat d'Empordà, dans le secteur de la Jonquera.

Les altérites résiduelles néogènes, notamment celles situées sur des replats d'altitude, doivent contribuer à la formation de sources de versant et à la recharge des aquifères fissuraux sous-jacents.

### ***Formations du Crétacé terminal - Paléogène - Eocène inférieur p.p.***

Ces séries sud-pyrénéennes sont représentées par des calcaires, argiles, marnes, grès, conglomérats, etc. Nous ne disposons que de peu d'informations sur d'éventuelles ressources en eaux souterraines contenues dans ces terrains sur l'emprise de la carte Arles-Sur-Tech. Néanmoins, l'Agència Catalana de l'Aigua a inventorié de nombreuses sources naturelles et captages (Unité hydrogéologique 115C05, *Sistema aquífer de les calcàries, margues i gresos mesozoïques i paleògenes del Cadí-Alta Muga*). Le caractère aquifère de ce secteur résultant de la présence de terrains calcaires et gréseux, fissurés et karstifiés.

### ***Formations mésozoïques (synclinal d'Amélie-Les Bains, klippes de Coustouges et de Bac Grillera, synclinal de Darnius)***

Dans ces unités, là où sont présents des terrains carbonatés, on peut envisager la formation d'aquifères de type karstique. Toutefois les faibles épaisseurs et extensions de ces unités, et leurs positions "perchées", sauf en aval d'Amélie-Les-Bains, limitent leur intérêt hydrogéologique. Un sondage de reconnaissance a recoupé les terrains du synclinal d'Amélie-Les Bains, jusqu'au Trias argileux et évaporitique, dans le secteur de l'ancienne papeterie (rapport géologique non disponible). Nous ne disposons que de peu d'informations sur d'éventuelles ressources en eaux souterraines contenues dans ces terrains sur l'emprise de la carte. La source thermominérale de la Fontcalda émerge du contact par faille entre l'unité du Roc de France et les carbonates du synclinal d'Amélie-Les-Bains (*cf. infra*).

Dans la klippe de Coustouges (Santonien supérieur à Maastrichtien *p.p.*), il existe au moins un forage à Can Damon (Can d'Amunt), d'une profondeur déclarée de 76 m (rapport géologique non disponible), et un captage de source au mas Can Duran. L'Agència Catalana de l'Aigua a inventorié 2 sources (Font del Bac et Font de la Baga) et un forage dans la klippe du Bac Grillera (Trias supérieur et Lias).

### ***Les formations carbonatées protérozoïques et paléozoïques***

D'une manière générale, les intercalations carbonatées (entre autres) des terrains schisteux protérozoïques et paléozoïques, fissurées et karstifiées, peuvent localement favoriser le stockage et le drainage des eaux souterraines. Les karsts de surface sont en général réduits, les circulations se font le plus souvent verticalement et sont pérennes en altitude ; les cavités sont peu nombreuses, de dimensions modestes, le plus souvent verticales (Salvayre, 2010).

De nombreuses cavités karstiques ont été inventoriées dans le secteur des Gorges de la Fou (et de Roque Maler), dans les calcaires de la Formation de Valcebollère, avec des écoulements constatés notamment au niveau de : (i) la Source du Cirque de la Fou, source la plus importante des Gorges de la Fou ; (ii) la Grotte n° 1 des Gorges de la Fou ; (iii) la Grotte résurgence de Roque Maler, avec la rivière souterraine dite « Rivière de l'Empereur ». Sur la commune du Tech, des écoulements ont été observés, dans la vallée de la Coumelade, au niveau de : (i) la Grotte résurgence de Banat (ou Résurgence du Roc de la Roue), dans les calcaires de la Formation de Valcebollère ; (ii) la Grotte des Encantades, dans les marbres de la Formation de Canaveilles (Groupe de Canaveilles).

### ***Le domaine schisteux protérozoïque et paléozoïque***

Les terrains du domaine schisteux protérozoïque et paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées donnent naissance à des sources dont les débits d'étiage sont généralement faibles, quelques dizaines à quelques centaines de litres par heure, et sensibles aux épisodes de sécheresse. Ces débits peuvent être suffisants pour des besoins limités d'habitations isolées ou de petits villages. Ces terrains, car peu perméables, présentent un moindre intérêt ; cependant leur partie superficielle fissurée et altérée peut contenir une ressource en eau en relation avec les eaux superficielles. La présence d'intercalations variées (marbres, gneiss granulés) ou de filons (quartz) peut améliorer leur potentiel hydrogéologique. Les eaux souterraines de ces terrains sont exploitées par des sources et des forages peu profonds (souvent moins de 100 m) qui extraient les eaux des colluvions et de la zone fissurée et altérée superficielle. La plupart de ces captages desservent des habitations et activités isolées (de type laiterie, fromagerie, gîtes, etc.). Les sources présentent des débits variables et sensibles aux épisodes de sécheresse. La plus remarquable, parmi les captages inventoriés, est la Source de Banat (ou Source de Can Saturni) servant à l'alimentation en eau destinée à la consommation humaine du hameau de Banat (débit autorisé de 30 m<sup>3</sup>/jour). Les débits des forages connus sont au plus de l'ordre de quelques m<sup>3</sup> (par exemple, le forage du hameau de Galangau à Montferrer, avec un débit estimé à 5 m<sup>3</sup>/h).

Les eaux issues des terrains schisteux peuvent présenter des teneurs en arsenic élevées, liées à la présence de sulfures, parfois supérieures à la limite de qualité (fixée à 10 µg/l) des eaux destinées à la consommation humaine (comme, par exemple, une valeur de 251,7 µg/l dans le forage du hameau de Galangau). Dans le domaine schisteux protérozoïque et paléozoïque de la Zone axiale des Pyrénées-Orientales, nous savons d'expérience que des non-conformités qualitatives peuvent être observées (sans être systématiques) pour les paramètres suivants : bactériologie, fer, manganèse, arsenic, antimoine, nickel, turbidité et couleur (pour ces 2 derniers paramètres, les non-conformités sont souvent liées à des forages incomplètement nettoyés et développés).

Sur le versant espagnol de la carte, l'*Agència Catalana de l'Aigua* a inventorié les sources naturelles issues des schistes à intercalations de marbres de la Formation de Canaveilles du Sud du Roc de Frausa (entre le Col de Périllou et le Pic des Salines).

### ***Les formations gneissiques et granitiques protérozoïques et paléozoïques***

Il est question ici des gneiss dits du Canigou (métagranites formés par métamorphisme de formations plutoniques ordoviciennes), des gneiss « granulés » (résultant du métamorphisme de formations volcano-sédimentaires) et des granitoïdes hercyniens (massifs de Saint-Laurent-de-Cerdans et de La Jonquera). Dans les massifs gneissiques et granitiques, formés de roches dures facturées et altérées superficiellement, des ressources en eaux existent au niveau des altérites superficielles (arènes *s.l.*) et de la zone superficielle fracturée et altérée. Ces terrains ne contiennent donc généralement que des ressources en eau limitées. On sait, par ailleurs, hors du périmètre de la carte (forages de Bolquère et des Angles dans le granite de Mont-Louis, par exemple), que des zones de failles peuvent donner des débits importants. Les eaux souterraines de ces terrains sont exploitées par des sources et des forages peu profonds (souvent profonds de moins de 100 m, au plus 150 m dans les forages « Riunoguès » et « F2 de Super Las Illas » à Maureillas-Las-Illas, 158 m dans le Forage F1 du réservoir du Bilbé à Saint-Laurent-de-Cerdans). Les sources exploitent les eaux des colluvions et de la zone fissurée et altérée superficielle des granites et des gneiss, avec des débits variables, en général très inférieurs à 3,6 m<sup>3</sup>/h et sensibles aux épisodes de sécheresse. Les sources hydrothermales d'Amélie-Les-Bains émergent principalement de migmatites rattachées à l'unité Roc de Frausa - Roc de France (*cf. infra*).

La plupart des captages identifiés desservent des habitations et activités isolées et certains contribuent à l'alimentation en eau destinée à la consommation humaine des communes, pour exemples (la plupart de ces captages sont situés en domaine granitique) : (i) les sources Provadona, des Fontettes, du Pont et de la Fount del Roc pour Coustouges ; (ii) les forages F1 et F2 de Super Las Illas et de Riunoguès pour Maureillas-Las-Illas ; (iii) le Forage F1 du réservoir du Bilbé pour Saint-Laurent-de-Cerdans ; (iv) les sources du Faitg et du Parpal pour Serralongue ; (v) les sources Saint-Cécile et Carré d'Avall pour Le Tech. Les débits des forages dans ces formations sont en général inférieurs à 3,6 m<sup>3</sup>/h. Ils peuvent atteindre localement 10 m<sup>3</sup>/h (Forage du Faitg à Serralongue) voire 18 m<sup>3</sup>/h (Forage F1 du réservoir du Bilbé à Saint-Laurent-de-Cerdans, mais pour ce captage une diminution du débit a été constatée depuis sa création en 1997, sous l'effet de sa vétusté, de son exploitation et possiblement du réchauffement climatique).

Dans le forage F2 de la Borde Bilbé de Saint-Laurent-de-Cerdans, il a été constaté la présence de fluorures avec une concentration de 2,46 mg/L supérieure à la limite de qualité (fixée à 1,5 mg/L), une activité alpha globale 1,062 Bq/L, et un dépassement de la référence de qualité des eaux destinées à

la consommation humaine en ce qui concerne l'Activité Radon 222 (661 Bq/L, la référence de qualité étant fixée à 100 Bq/L). Les eaux du forage « Mas de la Prade » (La Roche d'Or) à Maureillas-Las-Illas, dans les granitoïdes de la Jonquera, ont montré une teneur élevée en manganèse. Le forage « El Saraillé » à Corsavy, sur le contact entre le pluton granitique de Batère (granite monzonitique à biotite, parfois porphyroïde) et la Formation de Canaveilles (et ses intercalations de marbres) a recoupé un amas minéralisé en pyrite, ce qui explique la présence de fer, manganèse et sulfates dans ses eaux.

L'Agència Catalana de l'Aigua a inventorié de nombreuses sources naturelles et des forages dans les terrains granitiques du secteur compris entre Coustouges et la Jonquera (Unité hydrogéologique 113H01, *Medis de baixa permeabilitat amb aqüífers locals als granits i pissarres de la Jonquera i Roc de Frausa*). Elle a répertorié un piézomètre à Agullana dans les terrains de socle (pluton granitique de la Jonquera). La source et les forages de Les Creus à Maçanet de Cabrenys sont situés dans un massif de granitoïdes (tonalite à biotite et hornblende du pluton de La Jonquera) affecté par des failles d'échelle cartographique orientées NW-SE. Les eaux minérales (faiblement minéralisées) de Les Creus sont embouteillées et distribuées depuis les années 1960.

### **Eaux thermominérales**

Les eaux thermominérales sont exploitées à Amélie-Les Bains (Els Banys d'Arles). Selon les éléments bibliographiques disponibles, il existerait à Amélie-les-Bains entre une quinzaine et une vingtaine de sources et un forage (Pomerol et Ricour, 1992 ; Caballero *et al.*, 2012). Sont identifiés (Caballero *et al.*, 2012) : (i) 12 sources exploitées dans l'établissement thermal : « Alcaline », « Amélie », « Anglada », « Arago », « Ascensionnelle », « Concorde », « En Cômes », « Fanny », « Galerie », « Parès », « Petit Escaldadou » et « Petit Montjolet » ; (ii) 6 sources non exploitées : « Gros Escaldadou », « Marché », « Rénale », « Chomel », « Pascalonne » et « Grand Monjolet » ; (iii) 1 forage dit « Le Couchant », de 167,15 mètres de profondeur, exploité dans l'établissement thermal.

Le cumul des débits moyens des sources d'Amélie-Les-Bains (Poul, 1983, voir la synthèse de Caballero *et al.*, 2012, p. 31) est de 1 436 m<sup>3</sup>/j. Les trois sources Concorde, Petit et Gros Escaldadou représentent les deux tiers du débit total des sources d'Amélie-les-Bains, avec les débits moyens respectifs de 312,2 m<sup>3</sup>/j, 146,4 m<sup>3</sup>/j et 507,1 m<sup>3</sup>/j (*Ibidem*). Le forage « Le Couchant » est autorisé pour un débit maximal de 13 m<sup>3</sup>/h.

Les eaux d'Amélie-Les-Bains sont bicarbonatées-sodiques, sulfurées et fluorées. Leurs conductivités électriques sont de l'ordre de 500 µS/cm à 25 °C. Leurs températures sont comprises, selon les arrêtés d'autorisation, entre 40,8 °C

(Source Rénale) et 65,5 °C (Forage Le Couchant). L'interprétation des analyses disponibles dans les bases de données ADES et de l'Agence Régionale de Santé ont montré le caractère homogène de la minéralisation des sources et la quasi-absence de phénomènes de mélange avec les eaux de surface (Caballero *et al.*, 2012).

Les eaux d'Amélie-les-Bains apparaissent situées le long d'une faille E-W (N080°E à N090°E), dite Faille du Vallespir ou du Tech, et à l'Ouest d'une faille N160°E. La Faille du Vallespir-Tech met en contact : (i) au Sud, l'unité du Roc de France, formée de migmatites, de gneiss et de micaschistes (et intercalations) ; (ii) au Nord, l'unité du Canigou, formée de micaschistes et granites. La plupart des sources émergent dans les gneiss (migmatites) de l'unité du Roc de France. Certaines sources apparaissent situées dans les schistes de l'unité du Canigou, où la circulation des eaux peut être facilitée par la présence de filons (notamment de microgranites). Le forage «Le Couchant » a recoupé les terrains schisteux (à filons de microgranites) de l'unité du Canigou, au Nord de la Faille Vallespir-Tech.

Dans ses travaux, M. Krimissa (1995) a notamment déterminé : (i) une altitude moyenne de recharge des sources thermominérales d'Amélie-les-Bains de l'ordre de 1100 m ; (ii) que leurs eaux sont d'origine purement météorique ; (iii) pour les sources Fanny-Alcaline et Petit Escaldadou, des temps de résidence moyens, grâce à la datation au carbone 14, respectivement  $\leq 17\ 100$  et  $\leq 17\ 300$  ans.

À l'écart du champ thermal d'Amélie-les Bains, entre Amélie-Les-Bains et Reynès, la source de la Fontcalda émerge du contact par faille entre l'unité du Roc de France et les carbonates du Synclinal d'Amélie-Les-Bains. Son débit a été estimé comme étant de l'ordre d'une vingtaine de m<sup>3</sup>/h, avec une température de 28 °C (Salvayre, 2010). Le 20 septembre 1997, nous y avons constaté une température de 25,7 °C et une conductivité électrique de 401 µS/cm à 25 °C. Les eaux de cette source sont notamment caractérisées par la présence de fluorures (9,8 mg/l) et l'absence de gaz sulfureux (Salvayre, 2010).

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés en France. Elle rassemble les données concernant le sous-sol de la feuille Arles-sur-Tech, notamment les données hydrogéologiques et autres données pertinentes à la feuille. La BSS est consultable soit au Service géologique régional de Montpellier, soit au BRGM (Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris), soit sur le site internet Infoterre :

*<http://www.brgm.fr/infoterre>*

*<http://infoterre.brgm.fr>*

*<https://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do>*

Classement national	Code BSS	Longitude (WGS84)	Latitude (WGS84)	Alt. (m)	Commune	Nom du gîte	Nature	Substance
BSS002MVZK	11001X4003	2.56260562	42.44675441	1020.	MONTFERRER	Montferrer-le-Castell	indice	As
BSS002MWGF	11005X4002	2.53440358	42.36851138	1120.	LAMANÈRE	Cap-de-Ca	indice	Cu, Ba, Pyr
BSS002MWGY	11006X4002	2.63999389	42.36962356	800.	COUSTOUGES	Coustouges	indice	Cu, Ba
BSS002MWCM	11003X4008	2.74139167	42.47009773	520.	CÉRET	Mas-de-la-Maure	indice	Cu, Ni
BSS002MVZP	11001X4007	2.59789731	42.45882694	700.	MONTFERRER	Can-Peil (Can Pey) galerie-I	gîte	Cu
BSS002MWGG	11005X4003	2.52593474	42.37707563	780.	LAMANÈRE	Ravin-de-la-Pinède	indice	Cu
BSS002MWGH	11005X4004	2.60235577	42.36612002	813.	LAMANÈRE	Chemin-de-Falgos	indice	Cu
BSS002MWGX	11006X4001	2.62291466	42.35076988	840.	COUSTOUGES	Les-Costes	indice	Cu
BSS002MWCG	11003X4003	2.70738702	42.47561604	240.	REYNÈS	Reynès-1 et Palalda	gîte	Fe
BSS002MWCE	11003X4001	2.69762922	42.47024817	360.	REYNÈS	Canadells	indice	fluorine
BSS002MWCF	11003X4002	2.70492297	42.4702243	400.	REYNÈS	Mas-Labela	indice	fluorine
BSS002MWCH	11003X4004	2.71465355	42.47109168	300.	REYNÈS	Mas-Christophe	indice	fluorine
BSS002MWGE	11005X4001	2.52224157	42.35998281	840.	LAMANÈRE	Lamanère-En-Bourrec	indice	Pb, Ba, Ag
BSS002MVZH	11001X4001	2.55635675	42.3986187	700.	SERRALONGUE	Serralongue-SO	indice	Pb
BSS002MWBP	11002X4001	2.63781921	42.42092725	1000.	ARLES-SUR-TECH	Serre-de-Montner	amas	talc, magnésite
BSS002QBJT	11004X4003	2.81664636	42.45539891	490.	MAUREILLES-LAS-ILLAS	Riunoguès	amas	talc, mica
BSS002MWCK	11003X4006	2.72190196	42.46386696	520.	REYNÈS	Reynès-2	gîte	talc
BSS002QBJQ	11003X4009	2.74248146	42.45119408	660.	CÉRET	La Font del Freixes	gîte	talc
BSS002QBJR	11003X4010	2.73161994	42.46293293	600.	CÉRET	Mas de la Marigona	gîte	talc
BSS002MWCL	11003X4007	2.73401006	42.45662453	560.	CÉRET	Mas Bourrech	indice	talc
BSS002MWFN	11004X4001	2.79106443	42.44740642	400.	MAUREILLES-LAS-ILLAS	Roc-Corde	indice	talc
BSS002MWJC	11003X4005	2.7127774	42.46254817	600.	REYNÈS	Mas Patau	indice	W
BSS002MWBQ	11002X4002	2.63373418	42.45513723	300.	ARLES-SUR-TECH	?	?	U
BSS002MVZJ	11001X4002	2.53091837	42.41756517	700.	LE TECH	Puig-Cabres (Aygue Blanque)	indice	Zn, Pb
BSS002MVZQ	11001X4008	2.59787807	42.4543271	680.	MONTFERRER	Can-Peil (Can Pey)	indice	Zn-Pb
BSS002MVZN	11001X4006	2.60034754	42.46332106	600.	MONTFERRER	Can-Peil (Can-Pey) 20-17-18	gîte	Zn
BSS002MVZL	11001X4004	2.59181277	42.45704108	780.	MONTFERRER	Can-Peil (Can-Pey) 2-2bis	indice	Zn
BSS002MVZM	11001X4005	2.59547413	42.46063255	700.	MONTFERRER	Can-Peil (Can-Pey) 13	affleur	Zn

**Tableau 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Arles-sur-Tech, d'après la BSS.**

Classement national	Code BSS	Substance	Type de gisement	Paragenèse	Gangue	Contexte géologique
BSS002MVZK	11001X4003	As	diséminé, filon			granulés, marbres (Fm. Canaveilles)
BSS002MWGF	11005X4002	Cu, Ba, Pyr	filon			granodiorite à hb-bi
BSS002MWGY	11006X4002	Cu, Ba	filon	barytine, chalcoppyrite, pyrite	quartz	granite rose
BSS002MWCM	11003X4008	Cu, Ni	amas	sulfures cuivre et nickel		péridotite (cortlandite)
BSS002MVZP	11001X4007	Cu		malachite, azurite		calcaire Valcebollère
BSS002MWGG	11005X4003	Cu	filon	chalcoppyrite, cuivre gris, bournonite	barytique	granodiorite à hb-bi
BSS002MWGH	11005X4004	Cu	filon	barytine, chalcoppyrite		granite rose
BSS002MWGX	11006X4001	Cu	filons	barytine, chalcoppyrite		granite rose
BSS002MWCG	11003X4003	Fe	lenticulaire, stratiforme	sidérose ; ? hématite ?		schistes et marbres (Fm. Canaveilles)
BSS002MWCE	11003X4001	Fluorine	stockwerk	fluorine		contact Crétaéo-orthogneiss (f. Tech)
BSS002MWCF	11003X4002	Fluorine	stockwerk	fluorine		contact Crétaéo-orthogneiss (f. Tech)
BSS002MWCH	11003X4004	Fluorine	stockwerk	fluorine		contact Crétaéo-orthogneiss (f. Tech)
BSS002MWGE	11005X4001	Pb, Ba, Ag	2 filons	galène argentifère	barytine	granodiorite à hb-bi
BSS002MVZH	11001X4001	Pb	filon			
BSS002MWBP	11002X4001	talc, magnésite	amas			marbre (Fm. Canaveilles), contact orthogneiss
BSS002QBJT	11004X4003	talc, mica	amas			granodiorite La Jonquera
BSS002MWCK	11003X4006	talc	amas			micaschistes Montalba
BSS002QBJQ	11003X4009	talc	amas statiforme			micaschistes Montalba
BSS002QBJR	11003X4010	talc	amas			micaschistes Montalba
BSS002MWCL	11003X4007	talc	amas lenticulaire			gneiss Roc de France
BSS002MWFN	11004X4001	talc	amas			gneiss Mas Blanc, micaschistes Montalba
BSS002MWCJ	11003X4005	W	disséminé	scheelite (idocrase)		marbres, Micaschistes Montalba
BSS002MWBQ	11002X4002	U	?			?
BSS002MVZJ	11001X4002	Zn, Pb	filon			granulés-schistes (Fm. Canaveilles)
BSS002MVZQ	11001X4008	Zn, Pb	filon, stratiforme	blende, galène, dufite	quartz	calcaire Valcebollère, schistes Jujols
BSS002MVZN	11001X4006	Zn	amas, stratiforme	smithsonite, blende	calcite...	calcaire Valcebollère
BSS002MVZL	11001X4004	Zn	amas	blende	calcite	calcaire Valcebollère
BSS002MVZM	11001X4005	Zn	amas, stratiforme	blende	calcite	calcaire Valcebollère

**Tableau 2 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Arles-sur-Tech, d'après la BSS.**

Il faut signaler aussi la très belle collection de minéralogie régionale de G. Guitard, conservée au *Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel (Pyrénées-Orientales)*, malheureusement non visible sauf sur demande, et son catalogue (Guitard, 2010) ; quelques échantillons proviennent du massif du Roc de France :

<http://www.geologie-des-pyrenees.com/geologie/hercynien/catalogue-raisonne-collection-mineralogie-regionale-du-centre-europeen-recherches-prehistoriques-tautavel-2010-gerard-guitard>

## PATRIMOINE GÉOLOGIQUE

La diversité et l'intérêt de la géologie présente sur la feuille Arles-sur-Tech sont très peu mises en valeur. Par exemple, sur le versant français, aucun site vallespirien n'est retenu dans le guide des *Curiosités géologiques des Pyrénées-Orientales* (Le Goff *et al.*, 2018). Cette lacune sera corrigée dans un ouvrage en préparation (B. Laumonier, M. Calvet et M. Jonin, *Géotourisme en Pyrénées-Orientales*, Biotopie Éditions). Cependant, un des itinéraires proposés dans *Geology and Landscapes of the Eastern Pyrenees* (Calvet *et al.*, 2022) concerne le Vallespir ; en plus des conséquences géomorphologiques de l'aiguat de 1940, quelques aspects de l'évolution géologique hercynienne et alpine sont évoqués, en particulier le contact entre la Zone axiale et la Zone sud-pyrénéenne aux environs de Coustouges.

Le grand glissement de terrain de l'Avellanosa (Baillanouse), en limite de la feuille Prats-de-Mollo (Soutadé, 2010 ; Calvet *et al.*, 2022), est présenté sur deux intéressants panneaux d'interprétation du paysage, sur un parking en bordure de la D 115.

Les Gorges de la Fou, spectaculairement entaillées dans les calcaires de la Formation de Valcebollère en amont d'Arles-sur-Tech, sont visitables (entrée payante) mais abusivement présentées comme « les plus étroites du monde » et comme « un cas géologique unique et étonnant »... Les Gorges de la Fou ont fait l'objet d'une intéressante étude sur la (non)médiation scientifique de ce géomorphosite et son exploitation commerciale (Suchet, 2010, 2011).

En Catalogne, il existe de nombreux *espais d'interès geològic*<sup>7</sup> dits *geozonas*, avec chacun un ou plusieurs *geòtops*. Trois *geozonas* sont disponibles pour le versant espagnol de la feuille Arles-sur-Tech :

– le *geozona 155 Mines de talc a La Vajol* (Liesa, 2000), d'intérêt géologique et historique ;

---

<sup>7</sup> [https://sig.gencat.cat/visors/hipermapa.html-param=param&color=vermell&background=topo\\_ICC\\_grisos&BBOX=143862.731152,4485000,650137.268848,4752000&layers=ESPAIS\\_INTERES\\_GEOLOGIC](https://sig.gencat.cat/visors/hipermapa.html-param=param&color=vermell&background=topo_ICC_grisos&BBOX=143862.731152,4485000,650137.268848,4752000&layers=ESPAIS_INTERES_GEOLOGIC)

- le geozona 157 *El Mont-roig i els encavalcaments de Biure* (Carreras, 2000), en limite Est de la feuille , présentant la structure alpine des environs du Mont Roig (Mont-roig) ;
- le geozona 158 *Boadella - la Salut de Terrades* (Carreras, 2000), entre Darnius au Nord et Terrades au Sud, avec notamment le site cambrien de Terrades.

## BIBLIOGRAPHIE

Références des cartes et notices des feuilles à 1/50 000 concernant la feuille Arles-sur-Tech.

Feuilles françaises :

- **feuille Mont-Louis** (1094) : AUTRAN *et al.*, 2005 (carte) ; LAUMONIER *et al.*, 2017 (notice).
- **feuille Prats-de-Mollo-la-Preste** (1099) : LAUMONIER *et al.*, 2015c,d (carte, notice).
- **feuille Prades** (1095) : GUITARD *et al.*, 1992 (carte) ; GUITARD *et al.*, 1998 (notice).
- **feuille Céret** (1096) : WIAZEMSKY *et al.*, 2010 (carte) ; LAUMONIER *et al.*, 2015a (notice).
- **feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère** (1097) : CALVET *et al.*, 2015 (carte) ; LAUMONIER *et al.*, 2015b) (notice).

Feuilles espagnoles (carte, notice) :

- **feuille Molló** (218) : CIRES *et al.*, 1994a.
- **feuille Maçanet de Cabrenys** (219) : LIESA *et al.*, 1994.
- **feuille La Jonquera** (220) : CIRES *et al.*, 1994b.
- **feuille Ripoll** (256) : MUÑOZ *et al.*, 1994.
- **feuille Olot** (257) : MARTINEZ *et al.*, 1994.
- **feuille Figueres** (258) : FLETA *et al.*, 1994.

ABAD A. (1989) - El Cámbrico inferior de Terrades (Gerona). Estratigrafía, Facies y Paleontología. *Batalleria*, 2(1988), p. 47-56.

Agència Catalana de l'Aigua (2023) - Informations mises à disposition en ligne par l'Agència Catalana de l'Aigua de la Generalitat de Catalunya, janvier 2023.

AGUILAR C. (2013) - P-T-t-d constraints on the Late Variscan evolution of the Eastern Pyrenees. *PhD Thesis*, Univ. Barcelona, 212 p.

- 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, p. 81-192.
- AGUILAR C., LIESA M., STÍPSKÁ P., SCHULMANN K., MUÑOZ J.A., CASAS M. (2015) - P-T-t-d evolution of orogenic middle crust of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees): A result of horizontal crustal flow and Carboniferous doming? *J. Metam. Geol.*, 33, p. 273-294.
- AGUILAR C., LIESA M., RECHE J., POWELL R. (2016) - Fluid-fluxed melting and melt loss in a syntectonic contact metamorphic aureole from the Variscan eastern Pyrenees. *J. Metam. Geol.*, 34, p. 379-400.
- ALLEE P. (1980) - Dynamique des versants et prise en charge des débris. L'exemple du Haut-Vallespir. *Mém. Maîtrise*, Univ. Paris 1, 170 p.
- ALLEE P. (1981) - Lithologie, pente, exposition et dynamique des versants en Haut-Vallespir. *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, 52, p. 161-172.
- ALLEE P. (1984a) - La dynamique des versants dans le Haut-Vallespir : processus, héritages, actions anthropiques. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Paris 1, 353 p. ronéot.
- ALLEE P. (1984b) - Environnement géomorphologique et éboulis de gélifraction hérités dans le Haut-Vallespir (Pyénées-Orientales). *Actes Colloque « Éboulis et environnement géographique passé et actuel »*, Paris, 8 janvier 1983, Univ. Paris 10, p. 31-34.
- ALLEE P. (1988) - L'évolution hétérostasique du bassin de Saint-Laurent-de-Cerdans : facteurs naturels et facteurs humains (Pyénées Orientales). *In* : Géomorphologie et dynamique des bassins-versants élémentaires en régions méditerranéennes, Poitiers, 4-5 décembre 1987. *Études Méditerranéennes*, 12, p. 321-340.
- ÁLVARO J.J., MONCERET É., MONCERET S., VERRAES G., VIZCAÏNO D. (2010) - Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Cambrian Epoch 2 subtropical carbonate platforms and their basinal counterpart in SW Europe, West Gondwana. *Bull. Geosci.*, 85, p. 573-584.
- ÁLVARO J.J., SÁNCHEZ-GARCÍA T., PUDDU C., CASAS J.M., DÍEZ-MONTES A., LIESA M., OGGIANO G. (2020) - Comparative geochemical study of Furongian-earliest Ordovician (Toledanian) and Ordovician (Sardic) felsic magmatic events in south-western Europe: underplating of hot mafic magmas linked to the opening of the Rheic Ocean. *Solid Earth*, 11, p. 2377-2409.
- ANGRAND P., MOUTHEREAU F. (2021) - Evolution of the Alpine orogenic belts in the Western Mediterranean region as resolved by the kinematics of the Europe-Africa diffuse plate boundary. *BSGF - Earth Sci. Bull.*, 192, 42, 44 p.
- ARS (2023) - Base de données communales et système d'information géographique (SIG) de l'Agence Régionale de Santé Occitanie (A.R.S.), Perpignan, janvier 2023.
- ARS (2023) - Rapports des Hydrogéologues agréés en matière d'hygiène publique, mis à disposition par l'Agence Régionale de Santé Occitanie (A.R.S.), janvier 2023.

- ARTHAUD F., MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- ASHAUER H. (1934) - Die östliche Endigung der Pyreneän. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math-Phys.* KI, III F, H 10, 115 p.
- ASTI R. *et al.* (2022) - The Mesozoic Iberia-Eurasia diffuse plate boundary: A wide domain of distributed transtensional deformation progressively focusing along the North Pyrenean Zone. *Earth-Sci. Rev.* 230, 104040, 31 p.
- AUTRAN A., GOTTIS M., GUITARD G., RICOUR J. (1958) - La base de la série secondaire dans la région d'Amélie-Les-Bains (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. soc. Géol. Fr.*, 10, p. 198-203.
- AUTRAN A., GUITARD G., RAGUIN E. (1963) - *Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes, échelle 1/200.000.* Congrès AZOPRO 1963, BRGM éd.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1966) - Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albères (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, (D), p. 317-320.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1969) - Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du Roc de France (Pyrénées orientales) : liaison avec la nappe du Canigou. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269, p. 2497- 2499.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XII, p. 673-731.
- AUTRAN A., GUITARD G., KLIMEK E., CASTERAS M., CAVET P. (1977) - *Notice explicative Carte géol. France (1/80.000)*, feuille Prades (257), 2<sup>e</sup> éd. BRGM : Orléans, 41 p. Carte par Guitard G. *et al.* (1968).
- AUTRAN A., CALVET M., DELMAS M. (1992) - *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Mont-Louis (1094). Orléans : BRGM. Notice par Laumonier B. *et al.* (2017).
- AUTRAN A., CARRERAS J., DURAND-DELGA M., LAUMONIER B. (1996) - Le cycle hercynien dans les Pyrénées, réflexions géodynamiques finales. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées.* Éd. BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 679-695.
- AYORA C., CASAS J.M. (1985) - Mineralización estratiforme de Pb-Zn-Cu en el Paleozoico de Bassegoda (Pirineo Oriental). *Acta Geol. Hisp.*, 20, p. 233-239.
- AZAMBRE B., 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*, 333, p. 601-609.

- BABAULT J., VAN DEN DRIESSCHE J., BONNET S., CASTELLTORT S., CRAVE A. (2005a) - Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, 24, TC2010.
- BABAULT J., BONNET S., CRAVE A., VAN DEN DRIESSCHE J. (2005b) - Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach. *Geology*, 33, p. 301–304.
- BABAULT J., BONNET S., VAN DEN DRIESSCHE J., CRAVE A. (2007) - High elevation of low relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift? *Terra Nova*, 19, p. 272–277.
- BAETENS E. (1989) - L'environnement géologique du gisement de tungstène de Costabonne. *Thèse Doct.*, ENSM Paris (1988). *Mém. Sci. Terre*, 8, 238 p.
- BALLÈVRE M. *et al.* (2014) - Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French-Spanish project. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 405, p. 77-113.
- BANDET Y. (1975) - Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon occidental. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. de Toulouse 3, 74 p.
- 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, II, p. 129-136.
- BARNOLAS A., CHIRON J.-C. (1996) - *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Vol. 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien.* Éd. BRGM-ITGE, 729 p.
- BARNOLAS A., GIL-PEÑA I. (2001) - Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica. *Bol. Geol. Min.*, 112, p. 17-38.
- BARNOLAS A., PAYROS A., SAMSO J.M., SERRA-KIEL J., TOSQUELLA J. (2004) - La Cuenca surpirenaica desde el Ilerdiense medio al Priaboniense. En: VERA J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, p. 313-320.
- BARRUOL G., GRANET M. (2002) - A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern Massif Central related to the west Mediterranean extension evidenced by upper mantle seismic anisotropy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202, p. 31–47.
- BARRUOL G., DESCHAMPS A., COUTANT O. (2004) - Mapping upper mantle anisotropy beneath SE France by SKS splitting indicates Neogene asthenospheric flow induced by Apenninic slab roll-back and deflected by the deep Alpine roots. *Tectonophysics*, 394, p. 125–138.
- BAUDIN T., AUTRAN A., GUITARD G., LAUMONIER B. (2009[2005]) - *Carte géol. France (1/50 000), feuille Arles-sur-Tech (1100)*. Orléans : BRGM. Notice par Laumonier B. *et al.* (2023).
- BÉNECH C. (1993) - Estimation des périodes de retour de « l'aiguat » d'octobre 1940 dans quelques vallées des Pyrénées-Orientales. In: L'Aiguat del 40, *Actes Congrès Vernet-les-Bains*, 18-20 octobre 1990, Generalitat de Catalunya Edit, p. 297–326.

- BEN OTHMAN D., FOURCADE S., ALLÈGRE C.J. (1984) - Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Quérigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, p. 290-300.
- BERASTEGUI X., CAUS E., PUIG C., SERRA-KIEL J. (2002) - Le Paléogène du secteur oriental du bassin sud-pyrénéen. *Groupe d'Étude du Paléogène et AGSO, Livret guide d'excursion, 20-22 septembre 2002*, 80 p.
- BERTRAND L. (1906-1907) - Carte géologique provisoire de la partie orientale des Pyrénées. In : Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVII, 118, p. 365-547.
- BERTRAND L., MENGEL O. (1925) - Feuille « Prades », n°257, de la Carte géol. détaillée Fr. au 1/80000.
- BILOTTE M., PEYBERNES B., SOUQUET P. (1979) - Les Pyrénées Catalanes dans la région de l'Empordà. Relations entre zones isopiques crétacées et unités structurales. *Acta Geol. Hisp.*, 14, p. 280-288.
- BILOTTE M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse III (1985). *Strata*, Série 2, 5, 438 p.
- BIROT P. (1937) - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco espagnoles*. Baillière édit, Paris, 318 p.
- BIROT P., GUITARD G. (1971) - Observations sur le relief du socle hercynien des Pyrénées orientales, *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, 42, p. 5-30.
- BOUROUILH R. (2008) - L'Aquitaine et les Pyrénées : formation et évolution. In : CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P., BILOTTE M. (dir.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 55-80.
- BOUTIN A., PASCUAL M. (1993) - L'aiguat d'octobre 1940. In: L'Aiguat del 40, *Actes Congrès Vernet-les-Bains*, 18-20 octobre 1990, Generalitat de Catalunya Edit, p. 67-76.
- BOUTIN A., DE SAINT BLANQUAT M., POUJOL M., BOULVAIS P., DE PARSEVAL P., ROULEAU C., ROBERT J.-F. (2016) - Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 105, p. 747-770.
- BRGM (1982) - *Atlas des ressources du sous-sol du département des Pyrénées-Orientales*, 26 p.
- BRGM (2023) - Base de données en ligne "InfoTerre", Banque des données du Sous-sol du BRGM, janvier 2023.
- BRIAIS A., ARMIJO R., WINTER T., TAPPONNIER P., HERBECQ A. (1990) - Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Ann. Tectonicae*, 4, p. 19-42.
- CABALLERO Y., GIRONDE C., LADOCHE B., LE GOFF E. (2012) - Ressource en eau thermale de la station d'Amélie-Les-Bains. *Rapport*, BRGM/RP-60618-FR, mars 2012.
- CALVET M. (1981) - Nappes alluviales et niveaux quaternaires du bas-Vallespir. Implications néotectoniques et paléoclimatiques. *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, 52, p. 125-159.

- CALVET M. (1982) - Étude géomorphologique des massifs des Albères-Roc de France et de leurs piémonts (Pyrénées orientales catalanes). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Paris I, 2 t, 502 p.
- CALVET M. (1993) – Crues catastrophiques et vitesse de l'érosion dans les Pyrénées Orientales. Montagnes fragiles : du mythe à la réalité. *In: L'Aiguat del 40, Actes Congrès Vernet-les-Bains*, 18-20 octobre 1990, Generalitat de Catalunya Edit, p. 93-101.
- CALVET M. (1996) – Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées orientales. *Thèse Doct.* Univ. Paris I (1994). *Doc. BRGM*, 255, 1143 pp.
- CALVET M. (1999) - Régime des contraintes et volumes de relief dans l'Est des Pyrénées. *Géomorphol. Rel. Proc. Environ.*, p. 253–278.
- 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, Spec. Pub.*, 296, p. 147-166.
- CALVET M., GUNNELL Y., DELMAS M. (2008) - Géomorphogénèse des Pyrénées. *In : CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P., BILOTTE M.* (dir.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 129-143.
- CALVET M., GUNNELL Y., FARINES B. (2015) - Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology*, 241, p. 255–291.
- CALVET M., AUTRAN A., WIAZEMSKY M., LAUMONIER B., GUITARD G. (2015) - *Carte géol. France (1/50.000), feuille Argelès-sur-Mer—Cerbère (1097)*. Orléans : BRGM. Notice par Laumonier B. *et al.* (2015).
- CALVET M., GUNNELL Y., LAUMONIER B. (2021) - Denudation history and palaeogeography of the Pyrenees and their peripheral basins: an 84-million-year geomorphological perspective. *Earth-Sci. Rev.*, 215, 103406, 71 p.
- CALVET M., DELMAS M., GUNNELL Y., LAUMONIER B. (2022) - *Geology and Landscape in the Eastern Pyrenees. A Field Guide with Excursions*. Geoguide, Springer, 619 p.
- CANÉROT J., LAUMONIER B., BAUDIN T. (2006) - Sur l'origine karstique et l'âge plio-quadernaire des accumulations bréchiques dites "brèches marines et paléocènes" d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). *Eclogae geol. Helv.*, 99, p. 49-64.
- CANÉROT J. (2008a) - Les Pyrénées alpines : histoire géologique et genèse de la chaîne. *In : CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P., BILOTTE M.* (dir.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 37-53.
- CANÉROT J. (2008b) - Les Pyrénées. Histoire géologique. Atlantica et BRGMéditations, 516 p.
- CANÉROT J. (2016) - The Iberian Plate: myth or reality? *Bol. Geol. Min.*, 127, p. 557-568.

- CANVA A. *et al.* (2020) - The Catalan magnetic anomaly: Its significance for the crustal structure of the Gulf of Lion passive margin and relationship to the Catalan transfer zone. *Mar. Petrol. Geol.*, 113, 104174, 16 p.
- CAPDECOMME L. (1950) - Sur la genèse des talcs pyrénéens. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 85, p. 313-316.
- CAPOLINI J., LEFORT P. (1993) - Les risques d'inondation à Arles-sur-Tech et à Amélie-les-Bains pour une crue type octobre 1940 et une crue centennale. *In: L'Aiguat del 40, Actes Congrès Vernet-les-Bains*, 18-20 octobre 1990, Generalitat de Catalunya Edit, p. 285-294.
- CAROZZA J.-M., BAIZE S. (2004) - L'escarpement de la faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène? *C. R. Geosciences*, 336, p. 217-226.
- CARRERAS J., JULIVERT M., SANTANACH P. (1980) - Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees : an example of shear zone associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 5-9.
- CARRERAS J., DEBAT P. (coords.) (1996) - Tectonique hercynienne. *In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Éd. BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 585-677.
- CARRERAS J. (2000) - *Geozona 157. El Mont-Roig i els encavalaments de Biure*. 17 p.
- CARRERAS J. (2000) - *Geozona 158. Boadella - La Salut de Terrades*. 20 p.
- CARRERAS J. (2001) - Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *J. Struct. Geol.*, 23, p. 1457-1486.
- CARRERAS J., DRUGUET E. (2013) - *Illustrated field guide to the geology of Cap de Creus*. Univ. Autònoma Barcelona Publs., 123 p.
- CARRERAS J., DRUGUET E. (2014) - Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *In: SCHULMANN K., MARTÍNEZ-CATALÁN J.R., LARDEAUX J.-M., JANOUSEK V., OGGIANO G. (eds), The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 405, p. 249-264.
- CARRILLO E. (2012) - Les Evaporites de la Conca Sud-pirinenca Oriental (Cuisià superior - Lutecià): Sedimentologia i Estructura. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 192 p.
- CASAS J.M., TORRADES P. (2010) - Estructura de la cuenca mesozoica de Els Banys d'Arles. *Geo-Temas*, 10, p. 673-675.
- CASAS J.M., CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M., CARRERAS J. (2010) - New insights into the Late Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: U-Pb SHRIMP zircon data from the Canigó massif. *Gondwana Res.*, 17, p. 317-324.
- CASAS J.M., CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M., MARTÍNEZ J.F., CARRERAS J., RECHE J., IRIONDO A., ALENIKOFF J., CIRÉS J., DIETSCH C. (2011) - Ordovician magmatism in NE Iberia. *In: GUTIÉRREZ-MARCO J.C., RÁBANO J., GARCÍA-BELLIDO D. (eds.), Ordovician of the World. Cuad. Museo Geomin.*, p. 95-100.

- CASAS J.M., NAVIDAD M., CASTIÑEIRAS P., LIESA M., AGUILAR C., CARRERAS J., HOFMANN M., GÄRTNER A., LINNEMANN U. (2015) - The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *Int. J. Earth Sci.*, 104, p. 909-925.
- CASAS J.M., MURPHY J.B. (2018) - Unfolding the arc: The use of pre-orogenic constraints to assess the evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 736, p. 47-61.
- CASAS J.M. *et al.* (2019) - Palaeozoic Basement of the Pyrenees. In: QUESADA C., OLIVEIRA J.T. (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, vol. 2, Springer, p. 229-259.
- CASAS J.M., GUIMERÀ J., ALAVAREZ-MARRON J., DÍAS DA SILVA Í. (2022) - Is the Ibero-Armorican Arc primary or secondary? An analysis of the contraction required to form it by rotation around vertical axis. *J. Geol. Soc.*, 179, jgs2021-065, 18 p.
- CASTERAS M., AURIOL. L. (1958a) - Sur la constitution de la série crétacée du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées orientales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 12, p. 272-274.
- CASTERAS M., AURIOL. L. (1958b) - Sur la structure du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 247, p. 94-97.
- CASTERAS M., AURIOL. L. (1958c) - Les témoins de la couverture post-hercynienne de la zone axiale à l'E et au SE du Canigou. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, VIII, p. 871-880.
- CASTERAS M. (1962[1952]) - *Carte géologique de la France au 1/320 000, feuille Toulouse.*
- CASTIÑEIRAS P., 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, p. 228-239.
- CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., CASAS J.M., LIESA M., CARRERAS J. (2011) - Petrogenesis of Ordovician Magmatism in the Pyrenees (Albera and Canigó Massifs) Determined on the Basis of Zircon Minor and Trace Elements. *J. Geol.*, 119, p. 521-534.
- CAUS E., VICENS E. (1984) - La fauna cretácica del Castell de Bac Grillera (Pirineos Catalanes). *Acta Geol. Hisp.*, 19, p. 267-276.
- CAVET P. (1957) - Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 254, LV, 216 p.
- CAVET P. (1957) - *Carte géologique de la zone axiale des Pyrénées orientales entre l'Andorre et le Roussillon à 1/150.000. In : Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 254, LV, 216 p.
- CAVET P. (1958) - Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'E de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 853-867.

- CELÂL ŞENGÖR A.M.C. (2013) - The Pyrenean Hercynican Keirogen and the Cantabrian Orocline as Genetically Coupled Structure. *J. Geodyn.*, 65, p. 3-21.
- CHEVALIER M. (1933) - Structure orogénique du versant Méridional des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, XXXIII, p. 262-291.
- CHEVALIER P. (1975) - Le gisement de sidérite de Batère (Pyrénées orientales, France). *Bull. B.R.G.M.*, (2), II, p. 385-406.
- CHEVROT S., SYLVANDER M., DELOUIS B. (2011) - A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics*, 510, p. 239-251.
- CHEVROT S., SYLVANDER M., DIAZ J., MARTIN R., MOUTHEREAU F., MANATSCHAL G., MASINI E., CALASSOU S., GRIMAUD F., PAUCHET H., RIUZ M. (2018) - The noncylindrical crustal architecture of the Pyrenees. *Sci. Reports*, 8, 9591, 9 p.
- CHEVROT S. *et al.* (2022) - Passive imaging of collisional orogens: a review of a decade of geophysical studies in the Pyrénées. *BSGF - Earth Sci. Bull.*, 193, 1, 18 p.
- CHOUKROUNE P. (1992) - Tectonic evolution of the Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 20, p. 143-158.
- CIRÉS J., CASAS J.M., MUÑOZ J.A., FLETA J., BARBERÀ M. (1994a) - *Memoria, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Molló (218), ITGE, Madrid, 55 p.
- CIRÉS J., MORALES V., LIESA M., CARRERAS J., ESCUER J., PUJADAS J. (1994b) - *Memoria, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja La Jonquera (n° 220), ITGE, Madrid, 53 p.
- CLAVELL E., MARTINEZ A., VERGES J. (1988) - Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geol. Hisp.*, 23, p. 129-140.
- COCHERIE A. (1984) - Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Thèse Doct.*, Univ. Rennes I. *Doc. BRGM*, 90, 246 p.
- COCHERIE A., BAUDIN T., GUERROT C., AUTRAN A., FANNING M.C., LAUMONIER B. (2005) - Evidence of the Lower Ordovician intrusion age for metagranites in the Late Proterozoic Canaveilles Group of Pyrénées and Montagne Noire (France): new U-Pb datings. *Bull. Soc. géol. France*, 176, p. 269-282.
- COCHELIN B., LEMIRRE B., DENÈLE Y., DE SAINT BLANQUAT M. (2021) - Strain Partitioning Within Bending Orogens, New Insights From the Variscan Belt (Chiroulet-Lesponne Domes, Pyrenees). *Tectonics*, 40, e2020TC00638, 30 p.
- COLLECTIF (2018) - *Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées, vol. 3, Cycle alpin : Phénomènes alpins*. AGSO-BRGM (co-édits.), 483 p., 286 figs.
- COMBES P.-J., PEYBERNES B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J. (2003) - Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Haute Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales). *Eclogae geol. Helv.*, 96, p. 339-355.

- COSTA S., MALUSKI H. (1988) - Use of the  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosci.)*, 72, p. 127-144.
- COUZINIÉ S. *et al.* (2017) - Cadomian S-type granites as basement rocks of the Variscan belt (Massif Central, France): Implications for the crustal evolution of the north Gondwana margin. *Lithos*, 286-287, p. 16-34.
- CUEVAS J.L. (1992) - Estratigrafía del «Garumiense» de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida. *Acta Geol. Hisp.*, 27, p. 95-108.
- 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, p. 88-100.
- DALLONI M. (1930) - *Carte géologique des Pyrénées catalanes, échelle 1:400.000.*
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, applications. *Bull. Mineral.*, 111, p. 493-510.
- DEBON F., ENRIQUE P., AUTRAN A. (coords.) (1996) - Le plutonisme hercynien des Pyrénées. In: BARNOLAS A., CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Éd. BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 361-499.
- DE HOÏM DE MARIEN L., LE BAYON B., PITRA P., VAN DEN DRIESSCHE J., POUJOL M., CAGNARD F. (2019) - Two-stage Variscan metamorphism in the Canigou massif: Evidence for crustal thickening in the Pyrenees. *J. Metam. Geol.*, 37, p. 863-888.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y., VOINCHET P., MANEL C., BRAUCHER R., TISSOUX H., BAHAIN J.-J., PERRENOUD C., SAOS T, ASTER Team. (2018) - Terrestrial  $^{10}\text{Be}$  and Electron Spin Resonance dating of fluvial terraces quantifies Quaternary tectonic uplift gradients in the eastern Pyrenees. *Quaternary Sci. Rev.*, 193, p. 188-211.
- 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. (Geol. Rdsch.)*, 91, p. 398-405.
- DELVOLVÉ J.-J., VACHARD D., SOUQUET P. (1998) - Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geol. Rdsch.*, 87, p. 363-372.
- DENÈLE Y., BARBEY P., DELOULE É., PELLETER E., OLIVIER P., GLEIZES G. (2009) - Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, 180, p. 209-216.

- 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. *In*: SCHULMANN K., MARTÍNEZ-CATALÁN J.R., LARDEAUX J.-M., JANOUŠEK V., OGGIANO G. (eds), *The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 405, p. 265-287.
- DEPÉRET C., LOUTREL G., MENGEL O. (1911) - *Feuille « Céret », n°258, de la Carte géol. détaillée Fr. au 1/80000.*
- DESTOMBES J.-P. (1950) - Le Trias d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 85, p. 251-253.
- DRUGUET E. (2001) - Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). *Tectonophysics*, 332, p. 275-293.
- DRUGUET E., GLEIZES G., OLIVIER P., MIESA M., CASTAÑO L.M., CARRERAS J. (2008) - Discriminating Variscan and Alpine deformation in the Eastern Pyrenees. Insight from AMS study in the Sant Llorenç-La Jonquera pluton. *Geogaceta*, 45, p. 7-10.
- DRUGUET E., CARRERAS J., MEZGER J.E. (2018) - Discussion on 'Middle Jurassic shear zones at Cap de Creus (eastern Pyrenees, Spain): a record of pre-drift extension of the Piemonte-Ligurian Ocean?' *J. Geol. Soc.*, 174, 289-300. *J. Geol. Soc.*, 175, 187-188.
- ENRIQUE P. (2010) - Caracterización geoquímica de los leucogranitos de Núria y los gneises de Queralbs (Pirinos Orientales). *Geogaceta*, 49, p. 87-90.
- ESTEVEZ A. (1968a) - Estratigrafía paleogeografía de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, 3, p. 93-96.
- ESTEVEZ A. (1968b) - Tectónica de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, 3, p. 138-141.
- ESTEVEZ A. (1972) - Sobre las plagioclasas de las rocas metamórficas del macizo del Roc de França, en el sector de Massanet de Cabrenys (Gerone). *Cuad. Geol.*, Granada, 3, p. 67-93.
- ESTEVEZ A. (1973[1972]) - La vertiente meridional del Pireneo Catalán al norte del curso medio del río Fluvià. *Tesis Doct.*, Univ. Granada (1972). *Publi. Univ. Granada*, 519 p.
- 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, p. 195-208.
- FÀBREGA C., PARCERISA D., THIRY M., FRANKE C., GURENKO A., GÓMEZ-GRAS, D. SOLÉ J., TRAVÉ, A. (2019) - Permian–Triassic red-stained albitized profiles in the granitic basement of NE Spain: evidence for deep alteration related to the Triassic palaeosurface. *Intern. J. Earth Sci.*, 108, p. 2325-2347.
- FAURE M., FERRIÈRE J. (2022) - Reconstructing the Variscan Terranes in the Alpine Basement: Facts and Arguments for an Alpidic Orocline. *Geosciences*, 12, 65, 29 p.

- FILLON C., VAN DER BEEK P. (2012) - Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Research*, 23, p. 1-19.
- FLETA J., VERGÉS J., ESCUER J. (1994) - *Memoria, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Figueres (n° 258), ITGE, Madrid, 83 p.
- FONTBOTÉ J.M., GUITARD G. (1958) - Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 884-890.
- FONTBOTÉ J.M., VIRGILI C. (1958) - De Perthus à Darnius. De Darnius à Figueras. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 949-956.
- FONTBOTÉ J.M., GARCIA-RODRIGO B. (1958) - Le versant sud des Albères. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 939-946.
- FONTBOTÉ J.M., MUÑOZ J.A., SANTANACH P. (1986) - On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the Eastern parts of the belt. *Tectonophysics*, 129, p. 291-301.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1971) - Disthène relique et disthène hystérogène dans les terrains métamorphiques hercyniens des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, (D), p. 361-363.
- FONTEILLES M. (1981) - Anatexis of a metagraywacke séries in Agly massif, eastern Pyrénées. *J. Fac Sci. Univ. Tokyo*, II, 20, p. 181-240.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1987) - Géochimie des éléments majeurs dans les métagranites fini-précambriens des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 691-694.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1988) - Precambrian basement in the Variscan belt of the Pyrenees. In: ZOUBEK V. (ed.), *Precambrian in Younger Fold Belts*. Wiley, London, p. 553-573.
- FORD M. *et al.* (2022) - Evolution of a low convergence collisional orogen: a review of Pyrenean orogenesis. *BSGF - Earth Sci. Bull.*, 193, 19, 41 p.
- FOURCADE S., ALLÈGRE C.J. (1981) - Trace Elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study. The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 177-195.
- FRASCA G., MANATSCHAL G., CADENAS P., MIRÓ J. (2021) - A kinematic reconstruction of Iberia using intracontinental strike-slip corridors. *Terra Nova*, 33, p. 573-581.
- FRÉCHENGUES M., MARTINI R., PEYBERNES B., ZANINETTI L. (1990) - Mise en évidence d'associations de Foraminifères benthiques dans la séquence de dépôt ladino-?carnienne du « Muschelkalk » des Pyrénées catalanes (France, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, II, p. 667-673.
- FRÉCHENGUES M., PEYBERNES B., LUCAS C., SOUQUET P. (1992) - Le Trias des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. Livret guide excursion « Pyrénées » 92, Groupe français Trias, *Strata*, 17, 90 p.

- GARCES M., LOPEZ-BLANCO M., VALERO L., BEAMUD E., MUÑOZ J.A., OLIVARCIA B., VINYOLAS A., CABELLO P., CABRERA L. (2020) - Paleogeographic and sedimentary evolution of the south-pyrenean foreland basin. *Mar. Petrol. Geol.*, 113, 104105, 20 p.
- GARCIA-LOPEZ F.J., CARRERAS J., DRUGUET E. (2016) - Estudio de la fracturación en el sistema zócalo-cobertera de la zone de Boadella-Darnius (Pirineo Oriental). *Geogaceta*, 60, p. 35-38.
- GARCÍA-SANSEGUNDO J., POBLET J., ALONSO J.L., CLARIANA P. (2011) - Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. In: POBLET J., LISLE R.J. (eds), Kinematics Evolution and Structural Style of Fold-and-Thrust Belts, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 349, p. 169-184.
- GARFUNKEL Z. (2015) - The relations between Gondwana and the adjacent peripheral Cadomian domain—constraints on the origin, history, and palaeogeography of the peripheral domain. *Gondwana Res.*, 28, p. 1257-1281.
- GAUSSEN H. (1926) - *Végétation de la moitié orientale des Pyrénées, sol, climat, végétation*. Carte prod. végét., série Pyrénées, vol I, 564 p
- GAUSSEN H. (1970) - *Carte de la végétation de la France au 1:200 000, feuille n° 78, Perpignan*, CNRS édit.
- GEYSSANT J., GRANDJACQUET C., GUITARD G. (1978) - La terminaison de la nappe des gneiss du Canigou au nord-est du massif du Roc de France (Pyrénées orientales) et ses replissements tardifs. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, (D), p. 1187-1190.
- GEYSSANT J., GUITARD G., LAUMONIER B. (1980) - Analyse structurale des gneiss œillés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (Pyrénées orientales) ; présence de calcite dans ces roches. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, (D), p. 1103-1106.
- GIMÈNEZ-MONTSANT J., SALAS R. (1997) - Subsidence analysis in thrust tectonics. Application to the southeastern Pyrenean foreland. *Tectonophysics*, 282, p. 331-352.
- GLEIZES G., BOUCHEZ J.-L. (1989) - Le granite de Mont-Louis (Zone Axiale des Pyrénées) : anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 1075-1082.
- GLEIZES G., LEBLANC D., SANTANA V., OLIVIER P., BOUCHEZ J.-L. (1998) - Sigmoidal structures featuring dextral shearing during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa (Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, 20, p. 1229-1245.
- GOULA X., OLIVERA C., FLETA J., GRELLET B., LINDO R., RIVERA L.A., CISTERNAS A., CARBON D. (1999) - Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308, p. 487-502.
- GRISEY H. (1984) - Contribution à l'étude des gisements talco-chloriteux du massif du Roc-de-France, Pyrénées catalanes. *Thèse Doct.*, Univ. Franche-Comté, 239 p.

- GUITARD G. (1958) - Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 825-852 et 933-936.
- GUITARD G., RICOUR J. (1958) - La base de la série sédimentaire d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, VIII, p. 868-870.
- GUITARD G. (1964) - Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne : les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258, (D), p. 4597-4599.
- GUITARD G., CAVET P., AUTRAN A., CASTERAS M., AURIOL L., KLIMEK E. (1968) - *Carte géol. France (1/80.000)*, feuille Prades (257), 2<sup>e</sup> éd. BRGM : Orléans. Notice par Autran A. *et al.* (1977).
- GUITARD G. (1970[1965]) - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Thèse Doct.*, Paris (1965). *Mém. B. R. G. M.*, 63, 353 p.
- GUITARD G. (1973) - Sur la genèse des gisements métasomatiques de talc et de chlorite magnésienne des Pyrénées et sur les relations entre le talc et la magnésite. *Coll. sci. int. E. Raguin*, Masson édit, p. 369-395.
- GUITARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1<sup>ère</sup> partie : analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional. *Géol. France*, p. 95-125.
- GUITARD G., MOZGAWA-KRUTOV A. (1986) - Géothermobarométrie du socle catazonal des Albères (Pyrénées orientales) à l'aide des paragenèses kinzigitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 87-90.
- GUITARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B., AUTRAN A., FONTEILLES M., DALMAYRAC M., VIDAL J.-C., BANDET Y. (1992) *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Prades (1095). Orléans : BRGM. Notice par Guitard G. *et al.* (1998).
- GUITARD G., AUTRAN A., FONTEILLES M. (1996a) - Le substratum précambrien du Paléozoïque. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Éd. BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 137-155.
- GUITARD G., VIELZEUF D., MARTINEZ F. (coords.). (1996b) Métamorphisme hercynien. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Éd. BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 501-584.
- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y., BERGER G.M. (1998) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Prades (1095). BRGM, Orléans, 198 p. Carte géologique par Guitard G. *et al.* (1992).
- GUITARD G. (2010) - *Catalogue raisonné de la collection de minéralogie régionale du Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel*. 189 p.
- GUNNELL Y., CALVET M. (2006) - Comment on "Origin of the highly elevated Pyrenean penepain", by J. Babault *et al.* *Tectonics*, 25, TC3003, 3 p.

- GUNNELL Y., ZEYEN H., CALVET M. (2008) - Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276, p. 302–313.
- 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. Lett.*, 278, p. 208–218.
- GUTTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., JEFFRIES T.E., JENNER G.A., TUBRETT M.N., COX R., JACKSON S.E. (2003) - Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics*, 365, p. 221-232.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., MURPHY J.B., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., WEIL A.B., FRANCO M.P., GONZALO J.C. (2011) - Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle. *Geology*, 39, p. 155-158.
- HANDY M.R., SCHMID S.M., 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, p. 121-158.
- HUYGHE D., MOUTHEREAU F., EMMANUEL L. (2012) - Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 345–348, p. 131–141.
- HUYGHE D., MOUTHEREAU F., SÉGALEN L., FURIÓ M. (2020) - Long-term dynamic topographic support during post-orogenic crustal thinning revealed by stable isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ) paleo-altimetry in eastern Pyrenees. *Sci. Rep.*, 10:2267, 8 p.
- JAUZEIN A. (1953) - Feuilles d'Argelès-sur-Mer et de Cerbère au 50.000e. *Bull. Serv. Carte géol. France, C. R. Coll.*, 237, p. 219-236.
- JOLIVET L., FRIZON DE LAMOTTE D., MASCLE A., SERANNE M. (1999) - The Mediterranean basins : Tertiary Extension within the Alpine orogen—an introduction. In: DURAND B., JOLIVET L., HORVATH F., SÉRANNE M. (eds), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Spec. Pub.*, 156, p. 1-14.
- JOLIVET L., ROMAGNY A., GORINI C., MAILLARD A., THINON 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, 228312, 15 p.
- JOLIVET L. *et al.* (2021) - Geodynamic evolution of a wide plate boundary in the Western Mediterranean, near-field versus far-field interactions. *BSGF Earth Sci. Bull.*, 192, 48, 49 p.

- JUEZ LARRÉ J., ANDRIESEN P.A.M. (2006) - Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low temperature fission-tracks and (U–Th)/He thermochronology. A case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 243, p. 159–180.
- KRIMISSA M. (1995) - Application des méthodes isotopiques à l'étude des eaux thermales en milieu granitique (Pyrénées, France). *Thèse Doct.*, Univ. Paris 11.
- LACAN P., ORTUÑO M. (2012) - Active tectonics of the Pyrenees: a review. *J. Iberian Geol.*, 38, p. 9–30.
- LACOMBE O., JOLIVET L. (2005) - Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees–Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003, 20 p..
- LAGABRIELLE Y. *et al.* (2020) - A review of cretaceous smooth-slopes extensional basins along the Iberia-Eurasia plate boundary: How pre-rift salt controls the mode of continental rifting and mantle exhumation. *Earth-Sci. Rev.*, 201, 103071, 27 p.
- LAGARDE J.-L. (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontales : applications à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massifs Armoricaïn). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Rennes, 164 p.
- LAMBERT J., LEVRET-ALBARAT A. (1996) - *Mille ans de séismes en France. Catalogue d'épicentres, paramètres et références*. Ouest Eds., Presses Académiques, Nantes & BRGM, EDF, IPSN, 75 p.
- LAMOUREUX C., SOULA J.-C., DÉRAMOND J., DEBAT P. (1980) - Shear zones in the granodioritic massifs of the Central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine orogenesis. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 49-53.
- LAUMONIER B., GEYSSANT J., GUITARD G. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2<sup>ème</sup> partie : essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures. *Géol. France*, p. 127-147.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1986) - Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 473-478.
- LAUMONIER B., BAETENS E. (1986.) - Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats-de-Molló (Pyrénées orientales, frontière franco-espagnole). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 363-366.
- LAUMONIER B. (1987) - Les structures tangentielles alpines de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, en particulier du Vallespir. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, II, p. 1081-1086.
- LAUMONIER B. (1988) - Les Groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. *Hercynica*, IV, p. 25-38.

- LAUMONIER B. (coord.) (1996) - Cambro-Ordovicien. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Éd. BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 157-210.
- LAUMONIER B. (1998) - Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien s.l.) : évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodinamica Acta*, 11, p. 1-11.
- LAUMONIER B., AUTRAN A. (2001) - Un chevauchement majeur dans les Pyrénées orientales : le chevauchement du Puigmal. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 332, p. 585-594.
- LAUMONIER B. (2004) - Le serie pre-Caradoc de la Zona Axial de los Pirineos. En: VERA J.A. (Ed.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, p. 241-244.
- 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 pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bull. Soc. géol. France*, 175, p. 105-117.
- LAUMONIER B. (2008) - Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. In : CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P., BILOTTE M. (dir.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 23-35.
- 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.*, 181, p. 411-428.
- LAUMONIER B., BARBEY P., DENELE Y., OLIVIER P., PAQUETTE J.-L. (2014) - Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien – Autunien *p.p.*) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Rev. Géol. pyrén.*, 1, 2, 10 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LAUMONIER B. (2015) - Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse. *Rev. Géol. pyrén.*, 2, 1, 44 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LAUMONIER B., CALVET M., WIAZEMSKY M., BARBEY P., MARIGNAC C., LAMBERT J., LENOBLE J.-L. (2015a) - *Notice explicative Carte géol. France (1/50.000), feuille Céret (1096)*. Orléans : BRGM. 164 p. Carte géologique par Wiazemsky M. *et al.* (2010).
- LAUMONIER B., CALVET M., BARBEY P., GUENNOG P., LAMBERT J., LENOBLE J.-L., WIAZEMSKY M. (2015b) - *Notice explicative Carte géol. France (1/50.000), feuille Argelès-sur-Mer—Cerbère (1097)*. Orléans : BRGM., 149 p. Carte géologique par Calvet M. *et al.* (2015).
- LAUMONIER B., LE BAYON B., CALVET M., GUITARD G. (2015c) - *Carte géol. France (1/50.000), feuille Prats-de-Mollo (1099)*. Orléans : BRGM. Notice par Laumonier B. *et al.* (2015).

- LAUMONIER B., CALVET M., LE BAYON B., BARBEY P., LENOBLE J.-L. (2015d) - *Notice explicative Carte géol. France (1/50.000), feuille Prats-de-Mollo (1099)*. Orléans : BRGM., 189 p., 2 pl. ht. Carte géologique par Laumonier B. et al. (2015).
- LAUMONIER B., CALVET M., DELMAS M., BARBEY P., LENOBLE J.-L., AUTRAN A. (2017) - *Notice explicative Carte géol. France (1/50.000), feuille Mont-Louis (1094)*. Orléans : BRGM. 139 p., 3 pl. ht. Carte géologique par Autran A. et al. (2005). @
- LE BAYON B., COCHELIN B. (2020) - Anatomy of an extensional shear zone leading to the exhumation of the middle crust within the Canigou dome (Eastern Pyrenees, Axial Zone). *J. Struct. Geol.*, 141, 104200, 15 p.
- LE GOFF É., CALVET M., MOIGNE A.-M. (2018) - *Curiosités géologiques des Pyrénées-Orientales*. brgméditions, 119 p.
- LE GUYADER R. (1982) - Eléments-traces dans les skarns à scheelite et les roches associées à Costabonne (Pyrénées-Orientales - France). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle.*, Univ. Paris 6, 179 p.
- 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. Paris.*, 271, (D), p. 1941-1944.
- LETERRIER J. (1972) - Étude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège). *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I. *Sci. Terre, Mém.* 23, 292 p.
- LEYMERIE A. (1862) - Aperçu géognostique des Petites Pyrénées et particulièrement de la montagne d'Ausseing. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, V, 19, p. 1091-1096.
- LIESA M. (1988) - El metamorfisme del vessant sud del Massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 233 p.
- LIESA M., CARRERAS J. (1989) - On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 3, p. 149-161.
- LIESA M. (1994) - Relations of Hercynian metamorphism with magmatism and deformation in the Eastern Pyrenees. Implications for Hercynian evolution. *Geol. Mijnbouw*, 72, p. 295-304.
- LIESA M., VERGÉS J., MARTÍNEZ A., ESCUER J., PUJADAS J., MUÑOZ J.A., TOSQUELLE J., SAMSÓ J.M. (1994) - *Memoria, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Maçanet de Cabrenys (n° 219), ITGE, Madrid, 67 p.
- LIESA M. (2000) - *Geozona 155. Mines de talc a La Vajol*. 17 p.
- LIESA M., CASAS J.M., CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., CARRERAS J. (2008) - Correlation of Late Neoproterozoic sequences of the Eastern Pyrenees based on U-Pb (SHRIMP) zircon data. *Geo-Temas* 10, 4 p.
- LIESA M., CARRERAS J., CASTIÑEIRAS P., CASAS J.M., NAVIDAD M., VILÀ M. (2011) - U-Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera massif (Eastern Pyrenees). *Geologica Acta*, 9, p. 93-101.

- LIESA M., AGUILAR C., CASTRO A. (2016) - The Ceret gabbro-diorite: a mafic intrusive body emplaced at mid-crustal levels of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). *Geo-Temas*, 16, p. 75-78.
- LIESA M., AGUILAR C., CASTRO A., GISBERT G., RECHE J., MUÑOZ J.A., VILÀ M. (2021) - The role of mantle and crust in the generation of calc-alkaline Variscan magmatism and its tectonic setting in the Eastern Pyrenees. *Lithos*, 406-407, 106541, 24 p.
- LIESA M., AGUILAR C., CASTRO A., GISBERT G., RECHE J., MUÑOZ J.A., VILÀ, M. (2021) - The role of mantle and crust in the generation of calc-alkaline Variscan magmatism and its tectonic setting in the Eastern Pyrenees. *Lithos*, 406, 106541, 24 p.
- LINNEMANN U., PEREIRA F., JEFFRIES T.E., DROST K., GERDES A. (2008) - The Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461, p. 21-43.
- LUCAS C. (1977) - Le Trias des Pyrénées, corrélations stratigraphiques et paléogéographie. *Bull. BRGM*, IV-3, p. 225-231.
- MACCHIAVELLI C. *et al.* (2017) - A New Southern North Atlantic Isochron Map: Insights into the Drift of the Iberian Plate since the Late Cretaceous. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, p. 9603-9626.
- MALLÓ A., FONTAN F., MELGAREJO J.C., MATA J.M. 1995. The Albera zoned pegmatite field, Eastern Pyrenees, France. *Mineral. Petrol.*, 55, p. 103-116.
- MANATSCHAL G. *et al.* (2021) - The role of inheritance in forming rifts and rifted margins and building collisional orogens: a Biscay-Pyrenean perspective. *BSGF Earth Sci. Bull.*, 192, 55, 34 p.
- MARCHAL J.-P. (1977) - *Atlas des eaux souterraines du département des Pyrénées Orientales*. Éd. BRGM.
- MARCOUX E., JOUBERT M., LESCUYER J.-L. (1991) - Origine des minéralisations stratiformes de la bordure du Canigou (Pyrénées orientales, France) : apport de la géochimie isotopique du plomb. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, p. 281-287.
- MARGERIE (DE) E., SCHRADER F. (1891) - Carte géologique des Pyrénées (1:800.000). *Annuaire C. A. F.*, 18.
- MARGALEF A., CASTIÑEIRAS P, CASAS J.M., NAVIDAD M., LIESA M., LINNEMANN U., HOFMANN M., GÄRTNER A. (2016) - Detrital zircons from the Ordovician rocks of the Pyrenees: Geochronological constraints and provenance. *Tectonophysics*, 681, p. 124-134.
- MARTÍNEZ A., VERGÉS J., CLAVELL E., KENNEDY J. (1989) - Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees : La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3, p. 185-194.
- MARTÍNEZ A., VERGÉS J., FLETA J., ESCUER J., PUJADAS J., TOSQUELLE J., SAMSÓ J.M., BARBERÀ M., MUÑOZ J.A., MALLARACH J.M. (1994) - *Memoria, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Olot (n° 257), ITGE, Madrid, 88 p.

- MARTÍNEZ A., RIVERO L., CASAS A. (1997) - Integrated gravity and seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the southern Pyrenees (NE Spain). *Tectonophysics*, 282, p. 303-329.
- MARTÍNEZ F.J., IRIONDO A., DIETSCH C, ALEINIKOFF J.N., PEUCAT J.-J., CIRÈS J., CAPDEVILA R. (2011) - U-Pb SHRIMP zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement Eastern Pyrenees. *Lithos*, 127, p. 10-23.
- MARTÍNEZ F.J., DIETSCH C., ALEINIKOFF J., CIRÈS J., ARBOLEYA M.L., RECHE J., GÓMEZ-GRAS D. (2016) - Provenance, age, and tectonic evolution of Variscan flysch, southeastern France and northeastern Spain, based on zircon geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 128, p. 842-859.
- MATTE P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorican microplate: a review. *Terra Nova*, 13, p. 122-128.
- MAUFFRET A., DURAND DE GROSSOUVRE B., TADEU DOS REIS A., GORINE C., NERCESSIAN A. (2001) - Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *J. Struct. Geol.*, 23, p. 1701-1726.
- MAUREL O. (2003) - L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. *Thèse Doct.*, Univ. Montpellier II, 218 pp.
- MAZIN J.M., PAPA H. (1982) - Un Pachypleurosauridé (*Nothosauria*, *Sauropterygia*) dans le Trias des Pyrénées orientales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, II, p. 63-65.
- MAZIN J.M., MARTIN M. (1983) - Intérêt stratigraphique des micro-restes de vertébrés mésozoïques : exemple du Trias d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 785-787.
- MAZZOTTI S, JOMARD H, MASSON F. (2020) - Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe, *BSGF - Earth Sci. Bull.*, 191, 19, 20 p.
- MCCAIG A.M., MILLER J.A. (1986) -  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age of mylonites along the Merens fault, Central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 149-172.
- MENÉNDEZ S., PEREJÓN A., MORENO-EIRIS E. (2015) - Late Ovetian (Cambrian Series 2, Stage 3) archaeocyathan biostratigraphy of Spain. *Ann. Paléont.*, 101, p. 161-166.
- MENGEL O. (1920) - Tectonique du synclinal secondaire d'Amélie-Les-Bains. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 171, p. 314-316.
- MEY P.H.W., NAGTEGAAL P.J.C., ROBERTI K.J., HARTEVELT J.J.A. (1968) - Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 41, p. 221-228.
- MEZGER J.E., 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, p. 181-198.

- MILESI G., MONIÉ P., MÜNCH P., SOLIVA R., TAILLEFER A., BRUGUIER O., BELLANGER M., BONNO M., MARTIN C. (2020) - Tracking geothermal anomalies along a crustal fault using (U–Th/He) apatite thermochronology and rare-earth element (REE) analyses: the example of the Têt fault (Pyrenees, France). *Solid Earth*, 11, p. 1747–1771.
- MILLÁN H., DEN BEZEMER T., VERGÉS J., MARZO M., MUÑOZ J.A., ROCA E., CIRÉS J., ZOETEMEIJER R., CLOETINGH S. (1995) - Palaeo-elevation and effective thickness evolution at mountain ranges: inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. *Mar. Petrol. Geol.*, 12, p. 917–928.
- MOLLIEX S., RABINEAU M., LEROUX E., BOURLÈS DL, AUTHEMAYOU C, ASLANIAN D, CHAUVET F, CIVET F, JOUËT G (2016) - Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 444, p. 101–115.
- MONIE P., SOLIVA J., BRUNEL M., MALUSKI H. (1994) - Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Âge crétacé  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et interprétation tectonique. *Bull. Soc. géol. France*, 165, p. 559-571.
- MOUTHEREAU F. *et al.* (2021) - Cenozoic mountain building and topographic evolution in Western Europe: impact of billion years of lithosphere evolution and plate tectonics. *BSGF Earth Sci. Bull.*, 192, 56, 55 p.
- MOYROUD B., SALPETEUR I. (1993) - Synthèse régionale des Pyrénées orientales. *Rapport BRGM R 37780*, 94 p.
- MUÑOZ J.A., MARTÍNEZ A., VERGÉS J. (1986) - Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, p. 399-405.
- MUÑOZ J.A., VERGÉS J., MARTÍNEZ A., FLETA J., PUJADAS J., TOSQUELLE J., SAMSÓ J.M., SANZ J., SAULA E., MATÓ E., BARBERÀ M. (1994) - *Memoria, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Ripoll (n° 256), ITGE, Madrid, 103 p.
- MURPHY J.B., PISAREVSKY S., NANCE R.D., KEPPIE J.D. (2004) - Neoproterozoic—Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 93, p. 659-682.
- MUSSOT R. (1993) - Crue d'octobre 1940 et lits fluviaux : observations et remarques complémentaires. In: *L'Aiguat del 40, Actes Congrès Vernet-les-Bains*, 18-20 octobre 1990, Generalitat de Catalunya Edit, p. 103-114.
- NANCE R.D., LINNEMANN U. (2008) - The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance. *GSA Today*, 18, p. 4-12.
- NANCE R.D., GUTIÉRREZ-ALONSO G., KEPPIE J.D., LINNEMANN U., MURPHY J.B., QUESADA C., STRACHAN R.A., WOODCOCK N.H. (2012) - A brief history of the Rheic Ocean. *Geosci. Frontiers*, 3, p. 125-135.
- NARBONNE G.M., XIAO S., SHIELDS G.A. (2012) - The Ediacaran Period. In: GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ M., OGG G. (eds), *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, p. 413-435.
- NAVIDAD M., LIESA M., CARRERAS J. (1996) - Condiciones metamórficas de las metabasitas del Roc de Frausa (Pirineos Orientales). *Geogaceta*, 20, p. 621-624.

- NAVIDAD M., LIESA M., CARRERAS J. (1999) - Magmatismo Paleozoico en el Macizo del Roc de Frausa (Pirineos Orientales). *Acta Geol. Hisp.*, p. 1-15.
- NAVIDAD M., CARRERAS J. (2002) - El volcanismo de la base del Paleozoico Inferior del macizo del Canigó (Pirineos Orientales). Evidencias geoquímicas de la apertura de una cuenca continental. *Geogaceta*, 32, p. 91-94.
- NAVIDAD M., CASTIÑEIRAS P., CASAS J.M., LIESA M., BELOUSOVA E., PROENZA J., AIGLSPERGER T. (2018) - Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: Implications for the geodynamic evolution of northern Gondwana. *Lithos*, 314-315, p. 479-496.
- NEUBAUER F. (2014) - Gondwana-Land goes Europe. *Austrian J. Earth Sci.*, 107, p. 147-155.
- OLIVERA C., GALLART J., GOULA X., BANDA E. (1986) - Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 367-380.
- OLIVERA C., REDONDO E., LAMBERT J., RIERA MELIS A., ROCA A. (2006) - *Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya*, Institut Cartografic de Catalunya édit., 407 p.
- OLIVET J.-L., MALOD J.A., BEUZART P. (1996) - Contexte cinématique - Apport des données marines. In : Barnolas A., Chiron J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, vol. 1 - Géophysique. Éd. BRGM-ITGE, p. 81-134.
- 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., Spe. Paper*, 380, p. 229-242.
- OLIVIER P., DRUGUET E., CASTAÑO L.M., GLEIZES G. (2016) - Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression: The Saint-Laurent – La Jonquera pluton (Eastern Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, 82, p. 80-92.
- PAPA H. (1984) - Contribution à l'étude géologique du Secondaire et du Tertiaire de la zone axiale des Pyrénées orientales (Amélie-les-Bains, Coustouges). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Paris 6, 158 p.
- PADEL M. (2016) - Influence cadomienne dans les séries pré-sardes des Pyrénées Orientales : approche géochimique, stratigraphique et géochronologique. *Thèse Doct.*, Univ. Lille 1, 201 p.
- PADEL M., ÁLVARO J.J., CASAS J.M., CLAUSEN S., POUJOL M., SÁNCHEZ-GARCÍA T. (2018a) - Cadomian volcanosedimentary complexes across the Ediacaran-Cambrian transition of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 107, p. 1579-1601.
- PADEL M., CLAUSEN S., ÁLVARO J.J., CASAS J.M. (2018b) - Review of the Ediacaran-Lower Ordovician (pre-Sardic) stratigraphic framework of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. *Geologica Acta*, 16, p. 339-355.
- PADEL M. (2019) - Une brève histoire des séries de l'Édiacarien à l'Ordovicien dans la zone axiale des Pyrénées. *Géochronique*, 152, p. 14-16.

- PADEL M., CLAUSEN S., POUJOL M., ÁLVARO J.J. (2022) - Shifts in the Ediacaran to Lower Ordovician sedimentary zircons provenances of Northwest Gondwana: the Pyrenean files. *Geologica Acta*, 20.14, p. 1-18.
- PARDE M. (1941) - La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, 12, p. 237-279.
- PASTOR-GALÁN D., GUTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., MURPHY J.B., NIETO F. (2013) - Tectonic evolution of NW Iberia during the Paleozoic inferred from the geochemical record of detrital rocks in the Cantabrian Zone. *Lithos*, 182-183, p. 211-228.
- PEYBERNÈS B., MELINTE-DOBRINESCU M.C., FONDECAVE-WALLEZ M.-J. (2014) - Découverte de nannofossiles calcaires paléocènes dans les brèches marines remplissant les paléokarsts du synclinal d'Amélie-les-Bains (couverture de la Haute-Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales, France). *Rev. Paléobio., Genève*, 33, p. 455-462.
- PEREA H. (2009) - The Catalan seismic crisis (1427 and 1428; NE Iberian Peninsula): Geological sources and earthquake triggering. *J. Geodyn.*, 47, p. 259-270.
- PEREIRA M.F., CASTRO A., CHICHORRO M., FERNÁNDEZ C., DÍAZ-ALVARADO J., MARTÍ J., RODRÍGUEZ C. (2014) - Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of the Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Res.*, 25, p. 290-308.
- PEREIRA M.F., CASTRO A., FERNÁNDEZ C. (2015) - The inception of a Paleotethyan magmatic arc in Iberia. *Geosci. Frontiers*, 6, 297-306.
- PEREJÓN A., MORENO-EIRIS E., ABAD A. (1994) - Montículos de arqueociatos y calcimicrobios del Cámbrico inferior de Terrades, Gerona (Pirineo oriental, España). *Bol. R. Soc. Esp. Nat. (Sec. Geol.)*, 89, p. 55-95.
- PIO LUCENTE F., MARGHERITI L., PIROMALLO C., BARRUOL G. (2006) - Seismic anisotropy reveals the long route of the slab through the western-central Mediterranean mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, p. 517-529.
- POMEROL CH., RICOUR J. (1992) - *Terroirs et Thermalisme de France*. Éd. BRGM, 287 p.
- POUL X. (1983) - Étude des possibilités d'amélioration de la productivité du gisement thermal d'Amélie-Les-Bains. Contexte géologique et caractéristiques des eaux thermales. *Rapport*, BRGM.
- PUDDU C., ÁLVARO J.J., CARRERA N., CASAS J.M. 2019. Deciphering the Sardinian (Ordovician) and Variscan deformations in the Eastern Pyrenees, SW Europe. *J. Geol. Soc., London*, 176, p. 1191-1206.
- PUDDU C. 2020. The Sardinian Phase in the Ordovician of Southern Sardinia and Eastern Pyrenees: Stratigraphic, Structural and Magmatic Constraints. *PhD Thesis*, Univ. Zaragoza, 240 p.
- PUIGDEFÀBREGAS C., MUÑOZ J.A., MARZO M. (1986) - Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publis int. Assoc. Sediment.*, 8, p. 229-246.

- PUIGDEFÀBREGAS C., SOUQUET P. (1986) - Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 173-203.
- PUJADAS J., CASAS J.M., MUÑOZ J. A., SABAT F. (1989) - Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrénées. *Geodinamica Acta*, 3, p. 195-206.
- PUJALTE V., SCHMITZ B. (2005) - Revisión de la estratigrafía del Grupo Tresp («Garumniense», Cuenca de Tresp-Graus, Pirineos meridionales). *Geogaceta*, 38, p. 79-82.
- PUJOL-SOLÀ N., CASAS J. M., PROENZA J. A., BLANCO-QUINTERO I. F., DRUGUET E., LIESA M., ROMÁN-ALPISTE M.J., ÁLVARO J. J. (2022) - Cadomian metabasites of the Eastern Pyrenees revisited. *Geologica Acta*, 20.13, p.1-26, I-IV.
- RIERA RUBIO V. (2010) - Estudio integrado (geología y paleontología) de la sucesión de dinosaurios (Maastrichtiense) de la vertiente surpirenaica. *Tesis Doct.*, Univ. Autònoma Barcelona, 210 p.
- RIGO A., VERNANT P., FEIGL K.L., GOULA X., KHAZARADZE G., TALAYA J., MOREL L., NICOLAS J., BAIZE S., CHÉRY J., SYLVANDER M. (2015) - Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophys. J. Int.*, 201, p. 947-964.
- ROJO-PÉREZ E., ARENAS R., JUENLABRADA J.M., SÁNCHEZ MARTÍNEZ S., MARTÍN PARRA L.M., MATAS J., PIEREN A.P., DíEZ FERNÁNDEZ R. (2019) - Contrasting isotopic sources (Sm-Nd) of Late Ediacaran series in the Iberian Massif: Implications for the Central Iberian-Ossa Morena boundary. *Precambrian Res.*, 324, p. 194-207.
- ROMERO A. (1967) - Étude minéralogique des formations argileuses des bassins d'Amélie-les-Bains et de Coustouges-Lamanère (P.O.). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 90, p. 364-376.
- ROSELL J., PALLI LL. (1991) - Aportaciones al conocimiento de la geología de Bac Grillera (Prepireneo, Girona). *Sci. gerundensis*, 17, p. 125-130.
- ROSELL J., LINARES R., LLOMPART C. (2001) - El "Garumniense" prepirenaico. *Rev. Soc. Geol. España*, 14, p. 47-56.
- ROSSI P., OGGIANO G., COCHERIE A. (2009) - A restored section of the "southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent. *C. R. Geoscience*, 341, p. 224-238.
- ROUSSEL J. (1893-94) - Carte géologique des Pyrénées, de Perpignan à Bordères, à 1/320000. In : Étude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, V, 35, 306 p.
- ROUSSEL J. (1896-97) - Carte géologique des massifs du Canigou et de l'Albère, à 1/320.000. In : Étude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 52, VIII, p. 279-302.
- SALVAYRE H. (1979) - Spéléologie et Hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées-Orientales. *Revue Conflent*.

- SANTANACH P.F. (1972a) - Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y Riu Ter. *Tesis Doct.*, Univ. Barcelona, 238 p.
- SANTANACH P.F. (1972b) - Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, VII, 129-132.
- SANTANACH P.F. (1974) - Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el Riu Ter. *Fund. Salvador Vives Casajuana*, Barcelona, 133 p.
- SALVAYRE H. (2010). *Le livre des eaux souterraines des Pyrénées catalanes*, Éd. Trabucayre, Canet, 240 p.
- SASPITURRY N. *et al.* (2021) - Review of the syn-rift to early post-rift depositional systems of the Cretaceous Mauléon Rift: sedimentary record of continental crust hyperextension and mantle denudation (Western Pyrenees). *BSGF Earth Sci. Bull.*, 192, 49, 33 p.
- SCHÄRER U., DE PARSEVAL P., POLVÉ M., DE SAINT BLANQUAT M. (1999) – Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenes) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova*, 11, p. 30-37.
- SEBASTIAN A., MARTÍNEZ F. J., GIL IBARGUCHI I. J. (1982) - Petrología y geoquímica de los gneises de Queralbs-Nuria (Provincia de Gerona). *Bol. Geol. Min.*, XCIII-VI, p. 508-523.
- 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, Spec. Pub.*, 156, p. 15–36.
- SÉRANNE M., COUËFFÉ R., HUSSON É., BARAL C., VILLARD J. (2021) - The transition from Pyrenean shortening to Gulf of Lion rifting in Languedoc (South France) – A tectonic-sedimentation analysis. *BSGF Earth Sci. Bull.*, 192, 27, 29 p.
- SERRA-KIEL J., TRAVÉ A., MATÓ E., SAULA E., FERNÁNDEZ-CAÑDELL C., BUSQUETS P., SAMSÓ J.M., TOSQUELLA J., BARNOLAS A., ÀLVAREZ-PÉREZ G., FRANQUÈS J., ROMERO J. (2003) - An inventory of the marine and transitional Middle/Upper Eocene deposits of the Southeastern Pyrenean Foreland Basin (NR Spain). *Geologica Acta*, 1, p. 201-229.
- SIBUET J.C., SRIVASTAVA S.P., SPAKMAN W. (2004) – Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. of Geophys. Res.*, 109, B08104, 18 p.
- SIMIEN F. (1998) - Croissance crustale et contraintes paléogéographiques apportées par les isotopes du Nd dans les sédiments. *Thèse doct.*, IPG Paris, 302 p.
- SCHNAPPERELLE S., MEZGER J.E., STIPP M., HOFMANN M., GÄRTNER A., LINNEMANN U. (2020) - Polyphase magmatic pulses along the Northern Gondwana margin: U-Pb zircon geochronology from gneiss domes of the Pyrenees. *Gondwana Res.*, 81, p. 291-311.
- SOLE SABARIS L. (1933) - La geologia dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Bull. Instit. Catal. Hist. Nat.*, 33, p. 250-257.

- SOLER A., ENRIQUE P. (1989) - La terminación sur-occidental del batolito de Andorra-Mont Lluís: características petrológicas y geoquímicas. *Acta Geol. Hisp.*, 24, p. 139-146.
- SOLIVA J., SALEL J.-F., BRUNEL M. (1989) - Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (Eastern Pyrenees). *Geol. Mijnbouw*, 68, p. 357-366.
- SOLIVA J., BRUNEL M., MATTE P. (1991) - La zone de décrochement ductile Le Boulou - Le Perthus dans la granodiorite de Saint-Laurent (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, p. 639-646.
- SOLIVA J. (1992) - Les déformations ductiles dans la zone axiale des Pyrénées orientales : La convergence varisque, la mise en place des granite tardi-hercyniens, la convergence pyrénéenne. *Thèse Doct. Univ. Montpellier II*, 186 pp.
- SOLIVA J., PISTRE S., ARTHAUD F., BRUNEL M., MALUSKI H. (1993) - Alpine reactivation of late-Variscan shear zones in Eastern Pyrénées :  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral dating of Millas and Saint Laurent granitoids. *Terra Nova*, 5, p. 395-396.
- SOULA J.-C., LAMOUREUX C., VIALARD P., BESSIÈRE G., DEBAT P., FERRET B. (1986) - The mylonites zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129, p. 115-147.
- SOURIAU A., PAUCHET H. (1998) - A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290, p. 221-244.
- SOURIAU A., SYLVANDER M., RIGO A., FELS J.-F., DOUCHAIN J.-M., PONSOLLES C. (2001) - Sismotectonique des Pyrénées : principales contraintes sismologiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, p. 25-39.
- SOURIAU A., SYLVANDER M. (2004) - *Les séismes dans les Pyrénées*. Loubatières édit., 163 p.
- SOUTADE G. (1993) - *Les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales*. Conseil Général, Direction des Archives départementales, Perpignan, 351 p.
- SOUTADE G. (2010) - *Quand la terre s'est ouverte en Roussillon, l'Aiguat - octobre 1940*. Publ. de l'Olivier, Perpignan, 171 p.
- STAMPFLI G.M. 2000. Tethyan oceans. In: BOZKURT E., WINCHESTER J.A., PIPER J.D.A. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 173, p. 1-23.
- STAMPFLI G.M., BOREL G.D. (2002) - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, p. 17-33.
- SUC J.-P., FAUQUETTE S. (2012) - The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains: The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case study. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 321-322, p. 41-54.
- SUCHET A. (2010) - Le site touristique aménagé des Gorges de la Fou en Pyrénées françaises. Commercialisation, médiation scientifique ou animation culturelle et controverse paysagère. *Téoros*, p. 44-54.

- SUCHET A. (2011) - Le Canigou n'est pas un volcan africain, mais comment le savoir ? Faiblesses et possibilité de médiation scientifique en Haut-Vallespir et enjeux d'un haut lieu des Pyrénées catalanes pour la diffusion des sciences de la Terre. In : REYNARD E., LAIGRE L., KRAMAR N. (Eds), *Les géosciences au service de la société*, Géovisions n° 37, Inst. Géogr., Univ. Lausanne, p. 132-139.
- TASSONE A., ROCA E., MUÑOZ J.A., CABRERA L., CANAL M. (1994) - Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el Cenozoico. *Acta Geol. Hisp.*, 29, p. 3-37.
- TAVANI S., BERTOK C., GRANADO P., PIANA F., SALAS R., VIGNA B., MUÑOZ J.A. (2018) - The Iberia-Eurasia plate boundary east of the Pyrenees. *Earth-Sci. Rev.*, 187, p. 314-337.
- TEIXELL A., LABAUME P., AYARZA P., ESPURT N., DE SAINT BLANQUAT M., LAGABRIELLE Y. (2018) - Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, 724-725, p. 146-170.
- 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, p. 1308-1336.
- TOSQUELLA J., SAMSÓ J. (1996) - Biostratigrafía y litostratigrafía del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior del sector oriental de la Cuenca Surpirenaica. *Acta Geol. Hisp.*, 31, p. 3-21.
- TOURNAIRE GUILLE B., OLIVIER PH., 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. *Intern. J. Earth Sci.*, 108, p. 245-265.
- TUGEND J., MANATSCHAL G., KUSZNIR N.J. (2015) - Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology*, 43, p. 15-18.
- VACHARD D., COLIN J.-P., HOCHULI P., ROSELL J. (1990) - Biostratigraphie: Foraminifères, Palynoflore et Ostracodes du Rhétien de Bac Grillera (Pyrénées orientales espagnoles). *Geobios*, 23, p. 521-537.
- VANARDOIS J., TRAP P., ROGER F., GONCALVES P., MARQUER D., PAQUETTE J.-L., SIRON G., BAUDIN T. (2022) - Flow of the partially molten crust in the Variscan foreland revealed by U-Th-Pb dating of metamorphism, magmatism and deformation (Agly Massif, eastern Pyrenees). *Int. J. Earth Sci.*, 111, p. 2101-2128.
- VAN MARCKE DE LUMMEN G. (1983) - Pétrologie et géochimie des skarnoïdes du site tungstifère de Costabonne (Pyrénées orientales). *PhD Thesis*, Univ. Catho. Louvain, 293 p.

- VERGÉS J., MARZO M., SANTAELÀRIA T., SERRA-KIEL J., BURBANK D.W., MUÑOZ J.A., GIMENEZ-MONTSANT J. (1998) - Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. *In: MASCLE A., PUIGDEFÀBREGAS C., LUTERBACHER H.P., FERNÁNDEZ M. (eds), Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 134, p. 107-134.
- VERGÉS J., FERNÁNDEZ M., MARTÍNEZ A. (2002) - The Pyrenean orogen: pre-, syn- and post-collisional evolution. *J. Virtual. Explorer*, 8, p. 57-76.
- VIELZEUF D. (1984) - Relations de phase dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Géol. Minéral.*, 79, 288 p.
- VIGNEAU J.-P. (1986) - Climat et climats des Pyrénées orientales. *Thèse Doct.*, Univ. Dijon (1985). Chez l'auteur, 618 p.
- VILA M. (2003) - Petrogènesi i estructura hecinianes del massís de l'Albera (Pirineus orientals). *Tesis Doct.*, Univ. Barcelona, 394 p.
- VILÀ M., PIN C., ENRIQUE P., LIESA M. (2005) - Telescoping of three distinct suites in an orogenic setting: Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos*, 83, p. 97-127.
- VILÀ M., PIN C., LIESA M., ENRIQUE P. (2007) - LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. *J. metamorphic Geol.*, 25, p. 321-347.
- VISSERS R.L.M., MEIJER P.T. (2012) - Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Sci. Rev.*, 114, p. 61-83.
- VISSERS R.L.M., VAN HINSBERGEN D.J.J., WILKINSON C.M., GANERØD M. (2017) - Middle Jurassic shear zones at Cap de Creus (eastern Pyrenees, Spain): a record of pre-drift extension of the Piemonte-Ligurian Ocean? *J. Geol. Soc., London*, 174, p. 289-300.
- VISSERS R.L.M., GANERØD M., PENNOCK G.M., VAN HINSBERGEN D.J.J.. (2020) - Eocene seismogenic reactivation of a Jurassic ductile shear zone at Cap de Creus, Pyrenees, NE Spain. *J. Struct. Geol.*, 134, 103994, 16 p.
- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C. (1975a) -  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, p. 205-212.
- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C. (1975b) - A Study of the Formation and History of a piece of Continental Crust by  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  Method: The case of the French Oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 257-285.
- VON RAUMER J.F., STAMPFLI G.M. (2008) - The birth of the Rheic Ocean – Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent plate scenarios. *Tectonophysics*, 461, p. 9-20.
- VON RAUMER J.F., BUSSY F., SCHALTEGGER U., SCHULZ B., STAMPFLI G.M. (2013) - Pre-Mesozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic framework. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 125, p. 89-108.

- VON RAUMER J.F., STAMPFLI G.M., ARENAS R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ S. (2015) - Ediacarian to Cambrian oceanic rocks of the Gondwana margin and their tectonic interpretation. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 104, p. 1107-1121.
- WALLET E., PADEL M., DEVAERE L., CLAUSEN S., ÁLVARO J.J., LAUMONIER B. (2022) - Cambrian Stage 3 small shelly Fossils from the Terrades inlier, southern Pyrenees, Spain: Biostratigraphic and paleobiogeographic implications. *J. Paleont.*, 96, p. 552-582.
- WEIL A., GUTIÉRREZ-ALONSO G., JOHNSTON S.T. & PASTOR-GALÁN D. (2013) - Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, 582, p. 25-49.
- WEIL A., PASTOR-GALÁN D., JOHNSTON S.T., GUTIÉRREZ-ALONSO. (2019) - Late/Post Variscan Orocline Formation and Widespread Magmatism. In: QUESADA C., OLIVEIRA J.T. (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, vol. 2, Springer, p. 527-542.
- WICKHAM S.M., TAYLOR H.P. (1987) - Stable isotope constraints on the origin and depth of penetration of hydrothermal fluids associated with Hercynian regional metamorphism and crustal anatexis in the Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, p. 255-268.
- WIAZEMSKY M., CALVET M., LAUMONIER B., GUITARD G., AUTRAN A., LLAC F., BAUDIN T. (2010) *Carte géol. France (1/50.000), feuille Céret (1096)*. Orléans : BRGM. Notice par Laumonier B. *et al.* (2015).

## AUTEURS

La rédaction de la notice a été coordonnée par B. Laumonier en 2022-2023, à partir d'une première version préparée par T. Baudin en 2004 prenant en compte les anciens levers de G. Guitard et de A. Autran.

La part revenant aux différents auteurs dans la présente notice se répartit comme suit :

*Introduction* : B. Laumonier

*Description des terrains préhercyniens et hercyniens* : B. Laumonier, P. Barbey, T. Baudin

*Description des terrains alpins* : T. Baudin, M. Bilotte, B. Laumonier

*Description des terrains néogènes et quaternaires* : M. Calvet

*Évolutions géologiques et géodynamique* :

- *préhercynien et hercynien* : B. Laumonier, P. Barbey, T. Baudin ;
- *alpin* : B. Laumonier ;
- *fini-alpin*: M. Calvet.

*Ressources minérales* : B. Laumonier

*Géologie de l'environnement* : M. Calvet, J.-L. Lenoble

*Documentation complémentaire* : B. Laumonier

B. Laumonier : blaumonier@wanadoo.fr ; bernard.laumonier@univ-lorraine.fr

T. Baudin : t.baudin@brgm.fr

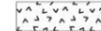
P. Barbey : prbarbey@gmail.com

M. Calvet : calvet@univ-perp.fr

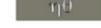
J.-L. Lenoble : lenoble-jl@orange.fr

**LITHOSTRATIGRAPHIE**

**Terrains posthercyniens**

-  Couverture alpine (Mésozoïque-Éocène)
-  Molasses stéphano-autuniennes

**Plutonisme finihercynien**

-  Granites roses (pluton de St-Laurent-de-Cerdans)
-  Granites périanectiques (Albères)
-  Granitoïdes (tonalites, granodiorites, granites, leucogranites, pegmatites)
-  Roches mafiques (gabbro-diorites) à ultramafiques (péridotites)

**série hercynienne s.s.**

-  Ordovicien supérieur, Siluro-Dévonien, Carbonifère inférieur

**Plutonisme préhercynien (orthogneiss métagranitiques)**

-  Plutonisme sarde (Ordovicien)
-  Plutonisme cadomien (fini-Édiacarien)

**série préhercynienne**

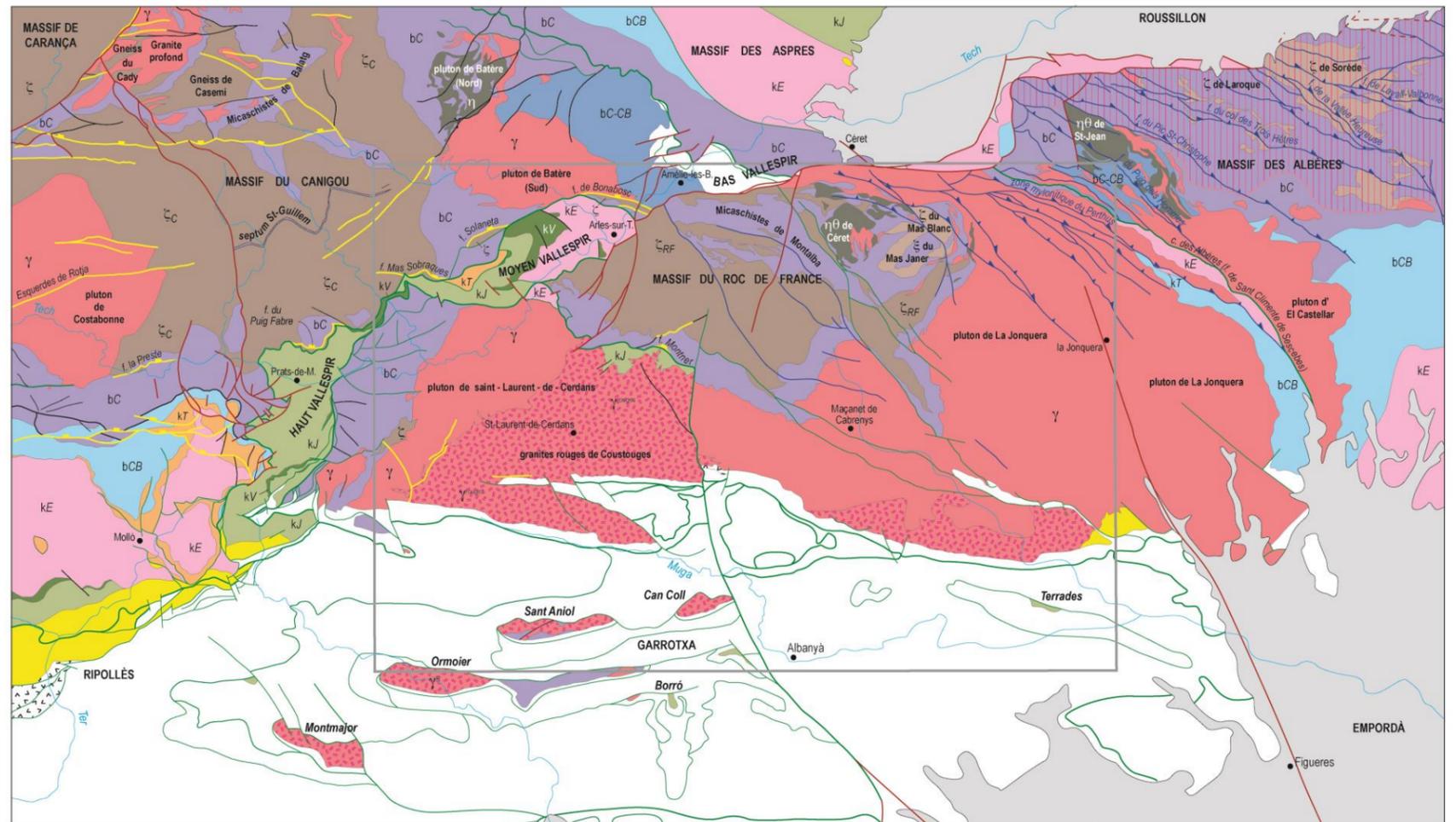
-  Formation de Jujols
-  Formation de Valcebollère
-  Formation d'Évol
-  Formation de Tregurà
-  Formation de Cabriils
-  Formations de Canaveilles et de Cabriils p.p.
-  Formation de Canaveilles

**failles posthercyniennes (voir Fig. 5)**

-  failles normales néogènes
-  failles inverses et chevauchements alpins

**failles hercyniennes**

-  failles normales fini-hercyniennes et failles assimilées, ± filons de quartz
-  failles finihercyniennes à rejeu alpin inverse
-  failles indéterminées, autres failles

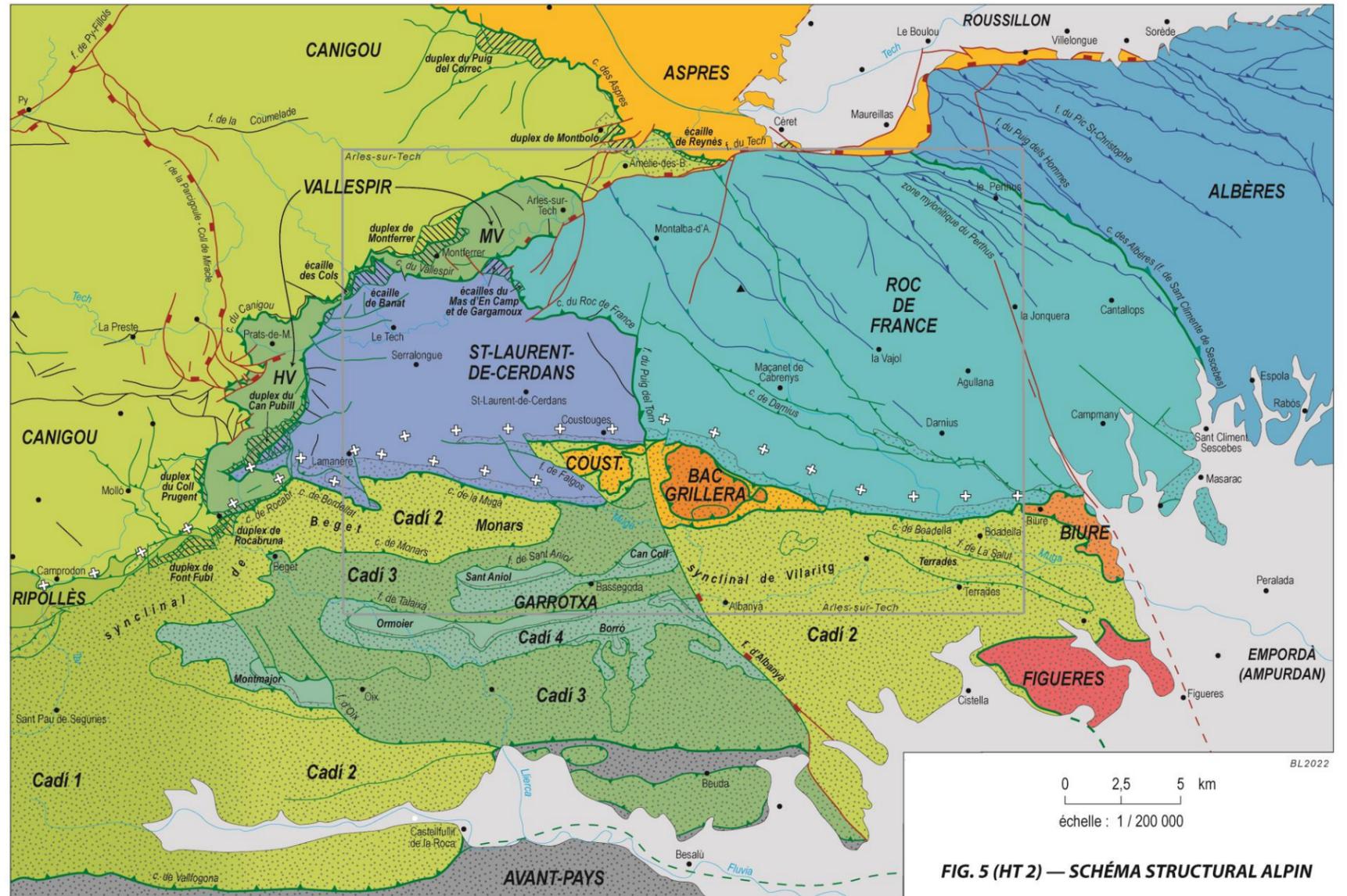
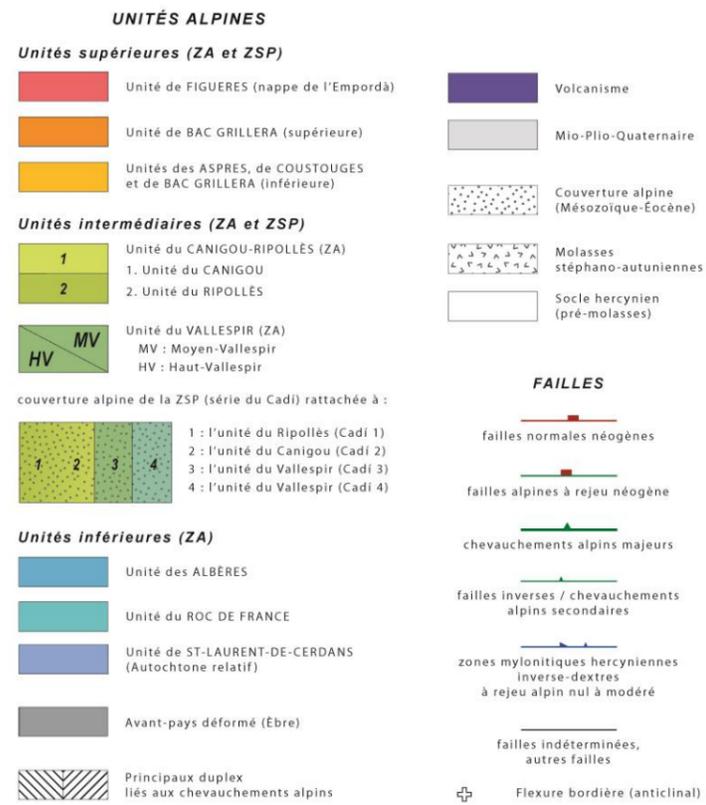


**Figure 4, Planche hors texte 1 – Carte schématiques des terrains préalpins à 1/200 000 de la feuille Arles-sur-Tech et des domaines environnants**  
 Pour la réalisation de cette, principalement destinée à illustrer la lithostratigraphie préalpine, les cartes suivantes ont été utilisées et librement interprétées :  
 - les cartes françaises à 1/50 000 de Prats-de-Mollo, Arles-sur-Tech, Prades, Céret et Argelès-sur-Mer-Cerbère ;  
 - les cartes à 1/50 000 espagnoles de Molló, Ripoll, Maçanet de Cabrenys, Olot, La Jonquera et Figueres ;  
 - les cartes catalanes « comarcales » à 1/50 000 Garrotxa et Alt-Empordà ;  
 - les planches K et H3 de l'Atlas de la Synthèse géologique des Pyrénées (1996)

**FIG. 4 (HT 1) — CARTE SCHÉMATIQUE DES TERRAINS PRÉALPINS**

0 2,5 5 km échelle : 1 / 200 000

**Fig. 4 - Planche hors texte 1. Carte schématique des terrains préalpins à 1/200 000 de la feuille Arles-sur-Tech et des domaines environnants.**



**Figure 5, Planche hors texte 2 – Schéma structural « alpin » à 1/200 000 de la feuille Arles-sur-Tech et des domaines environnants**  
 Pour la réalisation de ce schéma structural, principalement destiné à illustrer la tectonique alpine, les cartes suivantes ont été utilisées et librement interprétées :  
 - les cartes françaises à 1/50 000 Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech, principalement ;  
 - les cartes françaises à 1/50 000 voisines Prades, Céret et Argelès-sur-Mer-Cerbère ;  
 - les cartes à 1/50 000 espagnoles Molló, Ripoll, Maçanet de Cabrenys, Olot, La Jonquera et Figueres ;  
 - les cartes catalanes « comarcales » à 1/50 000 Garrotxa, Alt-Empordà.

**Fig. 5 - Planche hors texte 2. Schéma structural « Alpin » à 1/200 000 de la feuille Arles-sur-Tech et des domaines environnants.**

**FIG. 5 (HT 2) — SCHÉMA STRUCTURAL ALPIN**

Fig. 22, Planche hors texte 3 – Esquisse géomorphologique de la feuille Arles-sur-Tech.

1- Failles normales néogènes contrôlant les grandes unités de relief ; a : faille affleurante, b : faille masquée, c : accident à jeu néogène possible.

2- Surface d'aplanissement principale : il s'agit probablement de la surface P1 miocène moyen, conservée à l'état de lambeaux très dégradés et parfois hypothétiques sur les horsts culminants, bien préservée sur les calcaires crétacés massifs du plateau de Figueres (hors angle Sud-Est de la feuille), sur la marge du demi-horst des Albères - Roc de France, basculé au S.

3- Formes d'évasement et d'aplanissement fininéogènes appartenant à la génération P2 : plans d'érosion étendus, replats, fonds d'alvéoles dans les granites arénisés. Il peut exister, notamment dans les bassins granitiques, plusieurs niveaux étagés ; le plan principal, sur les piémonts, se raccorde au toit du Pliocène continental.

4- Alluvions fluvio-torrentielles de piémont, associées au plan P2 ; il peut s'agir de lambeaux de Pliocène continental ravinant le socle (à l'Ouest de Céret et dans le bassin de la Rome) ou de nappes alluviales du Plio-Pléistocène ancien posées sur P2 (au Nord d'Amélie ; sur le plateau de Llers à l'angle Sud-Est de la carte et pour l'essentiel hors cadre).

5- Grands glissements de terrain.

Les formes structurales, escarpements de faille à facettes, crêtes et barres rocheuses (notamment dans la Haute Garrotxa plissée), ressortent clairement sur le MNT et n'ont pas été individualisées.

Fond MNT 5 m IGN & IGE ; teintes hypsométriques :

- rose : < 600 m
- beige-jaune : 600-1200 m
- bleu : 1200-1800 m
- mauve : > 1800 m.

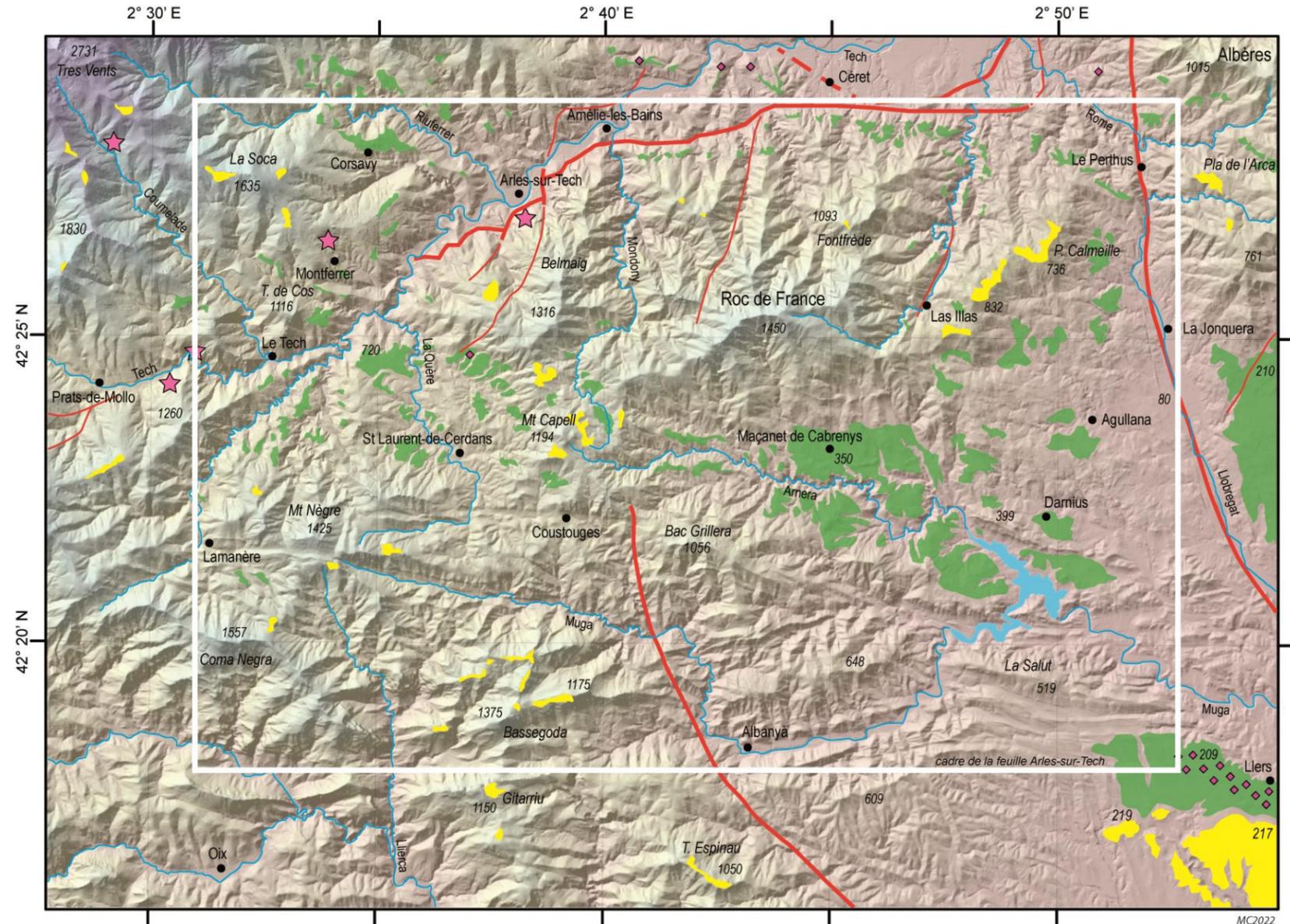


Fig. 22 - Planche hors texte 3. Esquisse géomorphologique de la feuille Arles-sur-Tech.

Fig. 23, Planche hors texte 4 – L'escarpement de faille polygénique du Roc de France et ses facettes.

Vue oblique depuis le N (image aérienne Google Earth).

1- Faille normale néogène, a : affleurante, b : masquée.

2- Affleurements de dépôts du Pliocène inférieur ; p1m : Pliocène marin et deltaïque ; p1C : Pliocène continental, apports torrentiels à gros blocs.

3- Affleurements du Miocène inférieur continental (Série rouge inférieure, m1-2), faciès torrentiels à blocs et faciès d'épandages argilo-sablo-graveleux.

4- Facettes de l'escarpement de faille, a : facettes trapézoïdales fraîches, b : facettes triangulaires de plus en plus dégradées vers le haut (nuances de mauve de plus en plus claires).

5- Pédiments et éperons tronqués étagés sur l'escarpement de faille, indiquant des périodes de pause dans la surrection. Le plus étendu, au sommet des facettes trapézoïdales, est le niveau de « la Boulerie » (Biro, 1937), assimilable à la surface P2 d'âge pliocène.

6- Restes présumés de la surface d'aplanissement P1 du Miocène moyen.

Les nappes alluviales quaternaires, laissées en blanc, sont repérées avec les mêmes indices que sur la feuille géologique Céret (Fx, y, z). On a simplifié les indices utilisés pour le Miocène et le Pliocène sur cette même feuille Céret. La géologie du socle n'est pas représentée.

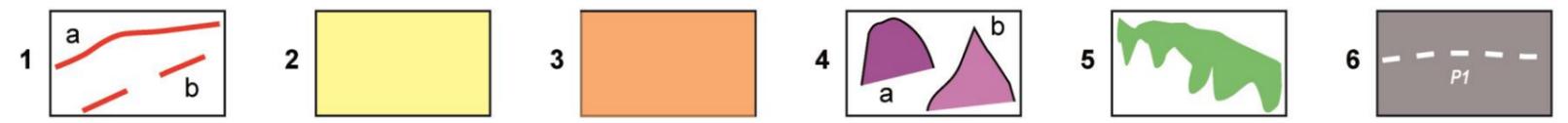
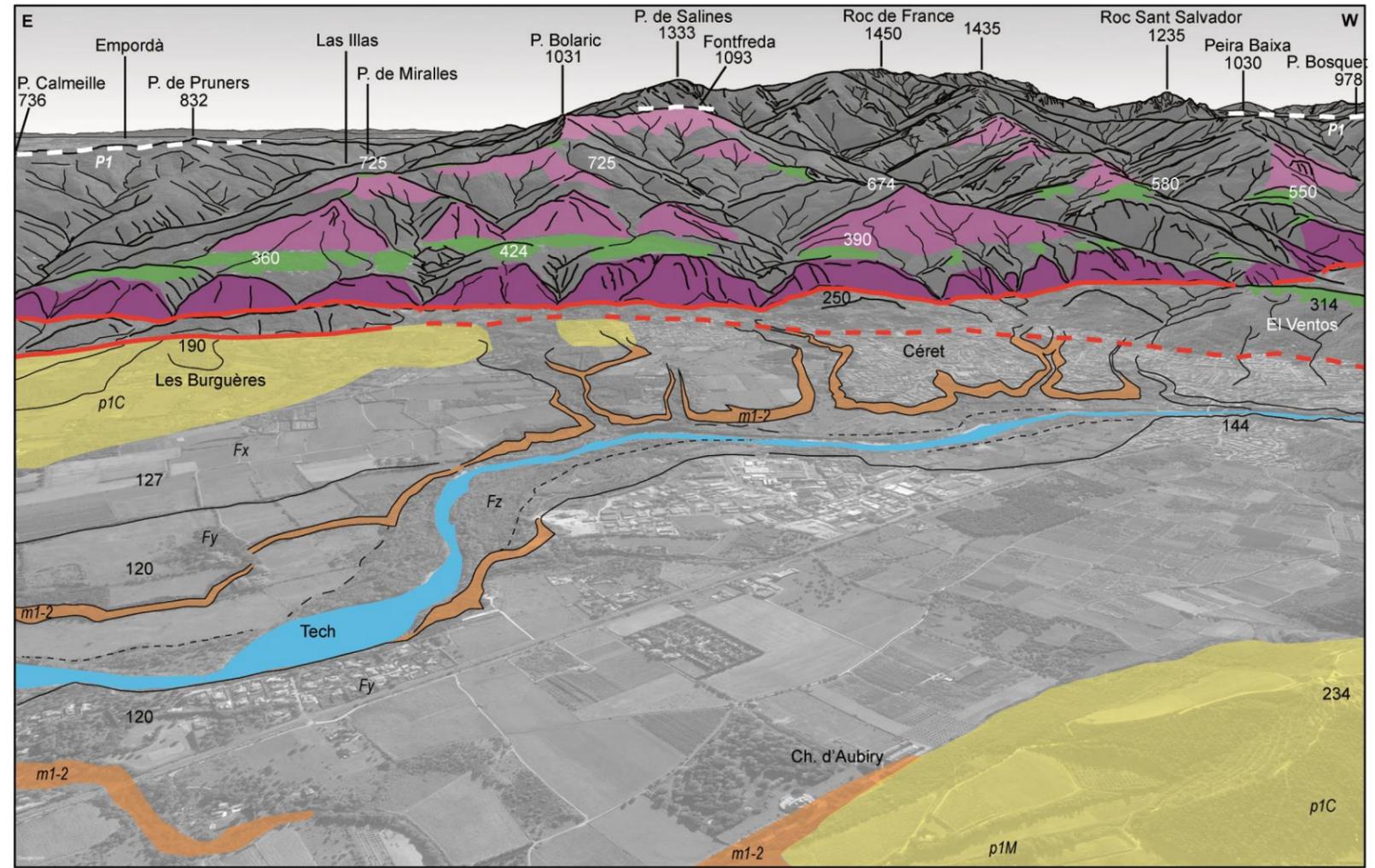


Fig. 23 - Planche hors texte 4. L'escarpement de faille polygénique du Roc de France et ses facettes.