

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
CÉRET À 1/50 000**

**par**

**B. LAUMONIER, M. CALVET, M. WIAZEMSKY,  
P. BARBEY, C. MARIGNAC, J. LAMBERT,  
J.-L. LENOBLE**

**avec la collaboration de  
A. AUTRAN, A. COCHERIE, T. BAUDIN, F. LLAC**

**2015**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : 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 explicative par Laumonier B., Calvet M., Wiazemsky M., Barbey P., Marignac C., Lambert J., Lenoble J.-L. (2015), 164 p.

– *pour la notice* : LAUMONIER B., CALVET M., WIAZEMSKY M., BARBEY P., MARIGNAC C., LAMBERT J., LENOBLE J.-L. (2015) avec la collaboration de Autran A., Cocherie A., Baudin T., Llac F. – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Céret (1096). Orléans : BRGM, 164 p. Carte géologique par Wiazemsky M., Calvet M., Laumonier B., Guitard G. (†), Autran A., Llac F., Baudin T. (2010).

© BRGM, 2015. 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 : 978-2-7159-2096-5

## 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>11</b>
<b>Travaux antérieurs</b>	<b>11</b>
<b>Cartographie</b>	<b>13</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>14</b>
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL (ÉDIACARIE) ET PALÉOZOÏQUE</i>	<b>14</b>
<b>Terrains préhercyniens (Édiacarien à Ordovicien moyen)</b>	<b>15</b>
<b>Terrains hercyniens <i>stricto sensu</i> (Ordovicien supérieur à Stéphaniens)</b>	<b>34</b>
<i>MÉSOZOÏQUE ET PALÉOCÈNE</i>	<b>45</b>
<i>NÉOGÈNE ET QUATERNAIRE</i>	<b>46</b>
<b>Terrains non affleurants</b>	<b>47</b>
<b>Néogène</b>	<b>48</b>
<b>Quaternaire</b>	<b>65</b>
<b>ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES</b>	<b>78</b>
<i>ÉVOLUTION PRÉHERCYNIIENNE</i>	<b>79</b>
<i>ÉVOLUTION HERCYNIIENNE</i>	<b>83</b>
<b>Sédimentation hercynienne (Ordovicien supérieur - Dévonien)</b>	<b>83</b>
<b>Tectonique hercynienne (D1-D3)</b>	<b>85</b>
<b>Évolution structurale tardive (D2) et plutonométamorphisme</b>	<b>90</b>
<i>ÉVOLUTION ALPINE (MÉSOZOÏQUE-ÉOCÈNE)</i>	<b>92</b>
<b>Étape préorogénique (Trias)</b>	<b>93</b>
<b>Étape orogénique précoce (Santonien-Garumnien)</b>	<b>93</b>
<b>Étape orogénique majeure (Éocène)</b>	<b>93</b>
<i>ÉVOLUTION POSTALPINE (OLIGOCÈNE-QUATERNAIRE)</i>	<b>97</b>
<b>Aplanissement des Pyrénées paléogènes</b>	<b>98</b>
<b>Tectonique extensive oligo-miocène et formation des fossés d'effondrement</b>	<b>99</b>
<b>Tectonique mio-pliocène et formation des reliefs actuels</b>	<b>100</b>
<b>Évolution géomorphologique quaternaire</b>	<b>103</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>104</b>

<i>GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIE</i>	104
<i>CYCLE HERCYNIE</i>	106
<i>GÉODYNAMIQUE ALPINE ET POSTALPINE</i>	109
<b>RESSOURCES MINÉRALES</b>	113
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	113
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	114
<b>Fer</b>	115
<b>Tungstène</b>	116
<b>Or des minéralisations sulfo-arséniées</b>	117
<b>Autres minéralisations</b>	118
<b>Synthèse métallogénique</b>	120
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	121
<i>RISQUES NATURELS</i>	121
<b>Sismicité historique et aléa sismique</b>	124
<b>Autres aléas</b>	125
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	126
<b>Eaux souterraines</b>	126
<b>Eaux minérales</b>	130
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	131
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	131
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	135
<b>ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE</b>	155
<i>VOLCANISME HERCYNIE</i>	155
<i>PLUTONISME HERCYNIE</i>	155
<b>AUTEURS</b>	159
<b>ERRATA</b>	160

#### LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Céret	8
Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises	12
Fig. 3 - Canevas lithostratigraphique des terrains préhercyniens de l'Est des Pyrénées	16
Fig. 4 - Corrélations entre les terrains préhercyniens des Pyrénées orientales et de la Montagne noire	30

Fig. 5 - Schéma de corrélation du Quaternaire alluvial entre les diverses feuilles géologiques du Roussillon (bassins fluviaux indiqués ainsi que les noms classiques des terrasses de la Têt)	<b>66</b>
Fig. 6 - Discordance sarde de Ravirou	<b>82</b>
Fig. 7 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme	<b>84</b>
Fig. 8 - Le synclinal d'Amélie-les-Bains (feuilles Céret et Arles-sur-Tech)	<b>94</b>
Fig. 9 - Réinterprétation de la séquence des minéralisations dans les Aspres	<b>122</b>
Fig. 10 - Carte métallogénique des Aspres	<b>123</b>

#### **LISTE DES TABLEAUX**

Tabl. 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Argelès-Cerbère, d'après la BSS	<b>132-134</b>
--	----------------

#### **LISTE DES PLANCHES (hors texte)**

Pl. 1 - Quelques illustrations de roches magmatiques
Pl. 2 - Discordance « sarde »
Pl. 3 - Dépliage du pli couché hercynien de Ravirou



## 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. 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>).

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Céret (fig. 1) couvre un espace de  $29,5 \times 20$  km ( $590$  km<sup>2</sup>). Administrativement, elle se situe en totalité dans le département des Pyrénées-Orientales (66). La toponymie utilisée est celle de la carte topographique au 1/50 000 (IGN, feuille 2449, 1981, édition 2) servant de fond à la carte géologique, bien qu'elle soit souvent en désaccord avec celle des cartes françaises et surtout catalanes plus modernes au 1/25 000, 1/50 000 et 1/400 000, pour lesquelles une toponymie beaucoup plus conforme au catalan est adoptée.

La feuille Céret recouvre un territoire à la topographie contrastée. Entre les vallées orientées WSW-ENE de la Têt au Nord-Ouest et du Tech au Sud-Est, on rencontre successivement, du NE vers le SW, la partie orientale de la plaine du Roussillon (50-150 m), très plate, puis à l'Est d'une ligne Thuir – le Boulou les collines schisteuses du massif des Aspres (300-400 m dans la région de Corbère-Castelnou, 1 347 m à l'Ouest de Baillestavy), et enfin au Sud-Ouest d'une ligne Baillestavy-Taulis le contrefort oriental du massif gneissique du Canigou (2 266 m dans le coin sud-est de la feuille). Ce vaste plan incliné vers l'ENE est entaillé par des vallées de plus en plus profondes du NE vers le SW, avec des dénivellations dépassant 600 m à l'Ouest ; ces vallées séparent de longues crêtes souvent émoussées.

L'angle sud-est de la feuille, au Sud du Tech, est occupé par la pointe occidentale du massif métamorphique des Albères, qui atteint ici 500 m et qui est séparé du massif du Roc de France par la trouée du Perthus dans laquelle coule la Rome ; vers Céret, la carte effleure le revers nord du massif du Roc de France. Le coin nord-ouest de la carte écorne à peine le massif granitique de Millas.

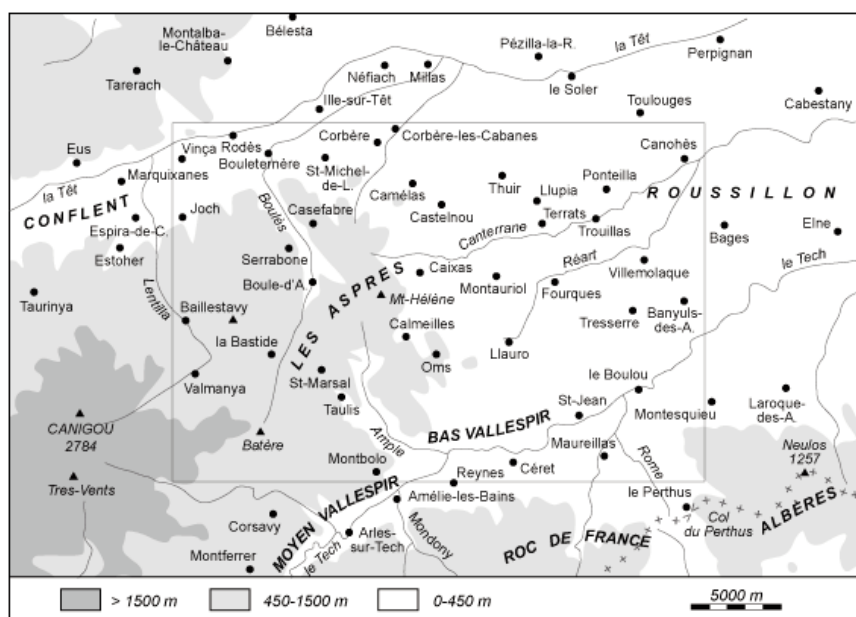


Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Céret



Les principales rivières sont des affluents de la Têt coulant vers le Nord (Lentilla, Boulès), des affluents du Tech coulant vers le Sud (Ample) et, coulant vers l'ENE et se jetant directement dans la Méditerranée, le Réart et son affluent la Canterrane. Les vallées de la Têt (Bas Conflent, 150-350 m) et du Tech (Bas Vallespir, 50-200 m), encombrées d'alluvions et creusées dans des matériaux meubles mio-pliocènes, sont larges et à fond plat, et peu réentaillées.

Le climat chaud et sec, surtout en été, franchement méditerranéen dans le Roussillon et les Aspres, est sensiblement atténué par l'altitude à l'Ouest. La végétation est de type méditerranéen (chêne vert, chêne liège, mais aussi vigne) jusque vers 300-400 m (dans la plaine du Roussillon, la végétation naturelle est résiduelle), collinéen (chêne pubescent, châtaignier) jusque vers 1 000 m, montagnard (hêtre, pin sylvestre) entre 1 000 et 1 500 m et subalpin (pin à crochets, pelouses) au-dessus de 1 500 m ; d'épais maquis à bruyères, genêts, cistes, etc., couvrent de vastes surfaces dans les Aspres schisteuses, du fait notamment des fréquents incendies. Signalons l'introduction humaine d'espèces non endémiques, telles que le pin, le cèdre et le mélèze à des altitudes diverses (plantations en gradins). L'occupation des sols est très liée au type de relief et à la ressource en eau. Les zones non bâties de la plaine du Roussillon sont presque entièrement cultivées (vignes et primeurs), les zones montagneuses sont le siège d'élevage caprin, ovin ou bovin extensif.

Le peuplement humain est surtout concentré dans la plaine du Roussillon et les vallées de la Têt et du Tech : Rigarda, Vinça, Rodès et Bouleternère pour la Têt (ce dernier village étant en fait dans la basse vallée du Boulès) ; Palalda, Céret, Maureillas et le Boulou, ainsi que des villages de moindre importance jusqu'au pied des pentes des Albères, pour le Tech. Dans la plaine du Roussillon les principales agglomérations sont Thuir et Canohès, dans la partie nord-est de la feuille ; de nombreux villages sont dispersés jusqu'à la vallée du Tech ; les lotissements périurbains y ont pris une place considérable depuis une quarantaine d'années. La partie montagneuse (massifs des Aspres et des Albères, pied des pentes du Canigou) présente un habitat en petits villages dispersés, plus importants à proximité des rivières : Saint-Michel-de-Llotes, Corbère, Camélas, Castelnou et Casefabre dans le Nord ; Glorianes, Baillestavy, Valmanya, Boule-d'Amont, la Bastide, Saint-Marsal, Calmeilles, Oms, Taulis et Montbolo dans le centre et le Sud. À ces villages de montagne s'ajoutent de nombreux mas isolés. Les basses pentes du massif des Albères sont colonisées par un habitat résidentiel diffus (les Chartreuses du Boulou, Mas d'en Serre...).

Les voies de communication, excellentes dans la plaine du Roussillon grâce à un réseau dense de routes goudronnées et de chemins, sont moins aisées dans les zones du maquis et de la forêt de chênes verts. Cependant, un vaste réseau de pistes d'accès réservé DFCI (Défense des Forêts contre les

Incendies), généralement en excellent état, facilite la pénétration. Dans les zones élevées du massif du Canigou, au-dessus de la limite des arbres, l'accès est généralement aisé hors chemins.

### *CADRE GÉOLOGIQUE – PRÉSENTATION DE LA CARTE*

Les Pyrénées forment une chaîne étroite de 400 km de longueur résultant de la collision entre la plaque européenne et la microplaque ibérique au Crétacé supérieur – Paléogène. Cet orogène alpin présente une structure asymétrique à double vergence, bordée au Nord et au Sud par les bassins flexuraux d'avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre. La chaîne est subdivisée en quatre zones parallèles à son allongement, les deux premières représentant la partie européenne, les deux dernières la partie ibérique ; il s'agit du Nord au Sud de :

- la Zone Sous-Pyrénéenne, partie sud déformée du bassin d'Aquitaine, chevauchée vers le Nord (Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen) par :
- la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), véritable suture orogénique, incluant à sa bordure sud la Zone Interne Métamorphique qui bute sur la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) ;
- la Zone axiale (ZA), au Sud de la FNP, composée presque exclusivement de terrains antéalpines et formant les plus hauts reliefs (d'où son autre nom de Haute Chaîne primaire) ;
- la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP), formée de terrains posthercyniens, chevauchant vers le Sud (Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen) le bassin de l'Ebre.

Relativement à cette organisation structurale, la feuille Céret est quasi exclusivement formée, pour ce qui est des terrains anciens, par le socle hercynien de la ZA. Ce socle est formé, pour l'essentiel, d'une série péliro-carbonatée et volcanosédimentaire d'âge édiacarien à cambrien (Groupes de Canaveilles et de Jujols) recoupée par des granitoïdes laccolitiques d'âge ordovicien (les orthogneiss du Roc de France et du Canigou), et d'une série ordovico-siluro-dévonienne, le tout ayant été déformé, métamorphisé et recoupé par de nouveaux granitoïdes (massifs de Batère et de Millas) au Carbonifère supérieur, pendant l'orogénèse hercynienne (varisque). Un pli couché à vergence SW, recoupé par la schistosité hercynienne majeure, le tout replissé en un vaste synclinal postschisteux, constituent les structures hercyniennes les plus importantes de la feuille, dans le massif des Aspres. En outre, on décèle les effets d'une tectonique sarde médio-ordovicienne, marquée par la discordance de l'Ordovicien supérieur sur les terrains préhercyniens édiacaro-cambriens. D'importants chevauchements alpins d'âge éocène, à pendage NW et NE et à vergence S, affectent le socle de la ZA sud-orientale, en particulier le chevauchement des Aspres qui transporte

vers le Sud l'unité des Aspres sur l'unité du Canigou et plus au Sud les chevauchements du Canigou et du Vallespir.

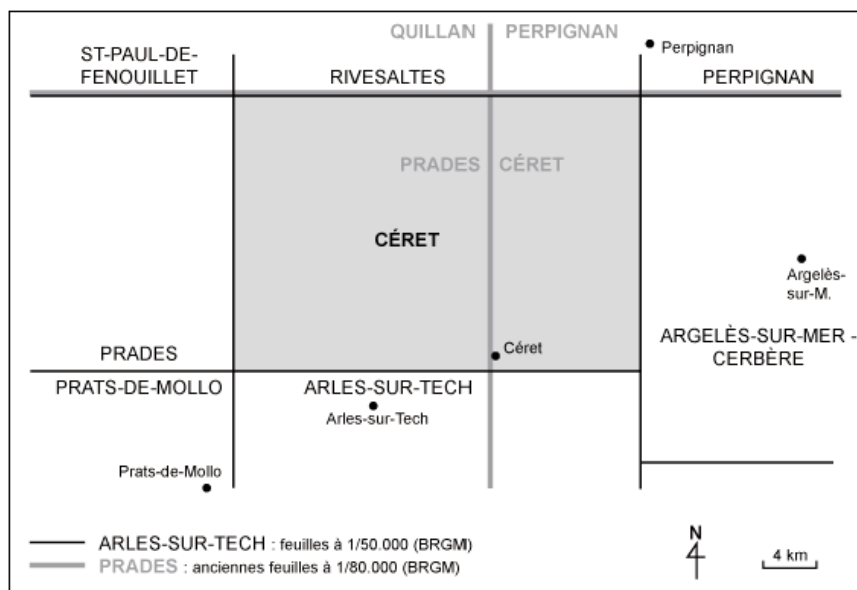
Ce dispositif déjà complexe a été affecté, à partir de l'Oligocène supérieur, par la tectonique extensive liée à l'ouverture de la Méditerranée occidentale. Deux failles normales majeures ENE-WSW à regard N sont dues à cette tectonique, la faille de la Têt au Nord et la faille du Tech au Sud. Leur fonctionnement est à l'origine du bassin du Roussillon à l'Est, au Nord de la faille du Tech, et du bassin du Conflent, associé à la faille de la Têt ; vers le NE, la faille de Prades, à regard S, relaie la faille de la Têt. Il en résulte que le tiers de la feuille Céret est formé de terrains récents, mio-plio-quadernaires.

La feuille Céret a donc ceci de remarquable qu'on y observe superposés les effets de la tectonique préhercynienne sarde (Ordovicien), ceux des orogénèses hercynienne (Carbonifère supérieur) et alpine (Éocène), et ceux de la tectonique extensive finale (Néogène).

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

#### **Travaux antérieurs**

En ce qui concerne le socle hercynien, les premiers travaux, nombreux et à visée principalement stratigraphique, débouchèrent sur la 1ère édition des feuilles à 1/80 000 de Céret (Depéret *et al.*, 1911) et de Prades (Bertrand et Mengel, 1925) ; voir historique *in* Cavet (1957). Après une longue éclipse d'un quart de siècle (1925-1950), les travaux modernes reprennent dans les années 50 par les recherches et les thèses de P. Cavet sur la stratigraphie du Paléozoïque (1957) et de G. Guitard (1965, publiée en 1970 avec une carte en couleur à 1/50 000) sur la pétrographie, le métamorphisme et la structure du massif gneissique du Canigou. Ces résultats sont à la base de la 2<sup>e</sup> édition de la feuille Prades à 1/80 000 (Autran *et al.*, 1968) ; la 2<sup>e</sup> édition de la feuille Céret à 1/80 000 ne sera pas publiée, le programme de la Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 ayant été abandonné en 1968. Le massif des Aspres a ensuite fait l'objet de trois thèses (Llac, 1968 ; Pigetvieux, 1981 ; Polizzi, 1990) et de quelques articles portant sur la lithostratigraphie préhercynienne (Laumonier, 1987a), la tectonique hercynienne (Llac, 1969a, 1969b ; Saillant, 1982 ; Laumonier, 1987a), le granite de Batère (Chevalier, 1975) ainsi que la stratigraphie du Dévonien (Cygan et Raymond, 1979 ; Llac *et al.*, 1994). Les gisements minéraux ont été étudiés plus particulièrement par G. Pigetvieux (1981), qui reprend très largement les travaux d'explorations des années 50 (rapports internes inédits du BRGM : Guitard, 1954 ; Azais, 1959 ; Granier, 1958 ; etc.) et par S. Polizzi (1990).



**Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises**

On a indiqué l'emprise des cartes à 1/50.000 françaises (BRGM) de l'extrémité des Pyrénées sud-orientales, ainsi que des anciennes cartes françaises à 1/80 000 Prades et Céret. La feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère sera plus simplement appelée Argelès-Cerbère dans cette notice.

Le Mésozoïque d'Amélie-les-Bains et la tectonique alpine sont connus grâce aux recherches d'A. Autran *et al.* (1958), M. Casteras et L. Auriol (1958a,b), G. Guitard et J. Ricour (1958), A. Romero (1967), J.-P. Saillant (1982), H. Papa (thèse 1984), M. Bilotte (1985, thèse), M. Fréchengues *et al.* (1992), J.-M. Casas et P. Torrades (2010), B. Laumonier (2015), etc.

Le Néogène et le Quaternaire des bassins du Roussillon et du Conflent ont fait l'objet de nombreux travaux de détail ou synthétiques, certains anciens (Depéret, 1885a, b ; Pannekoek, 1935 ; Bourcart, 1939, 1947 [1945] ; Oele *et al.*, 1963 ; Bandet, 1975), d'autres récents (Calvet, 1996 [1994] ; Duvail, 2008 ; Clauzon *et al.*, 2015). Ces travaux ont débouché sur des cartographies contradictoires en fonction des interprétations des auteurs (importance de l'événement messinien ou attributions chronologiques de certaines séquences conglomératiques azoïques), comme il apparaît également en comparant la présente carte et celle voisine d'Argelès-Cerbère avec les cartes plus anciennes à 1/80 000 de Quillan (3<sup>e</sup> éd., Casteras *et al.*, 1967) et de Prades (2<sup>e</sup> éd., Autran *et al.*, 1968), et les cartes à 1/50 000 de Perpignan (Clauzon *et al.*, 1989), Prades (Guitard *et al.*, 1992) et Rivesaltes (Berger *et al.*, 1993).

La néotectonique, notamment la faille de la Têt, et l'évolution géomorphologique ont été abordées dans les thèses de P. Birot (1937), M. Calvet (1996 [1994]) et J.-M. Carozza (1998), et de nombreux articles dont certains sont plus particulièrement pertinents pour la feuille Céret (p. ex. : Calvet, 1999 ; Delcaillau *et al.*, 2004 ; Carozza et Baize, 2004 ; Calvet et Gunnell, 2008 ; Gunnell *et al.*, 2008, 2009).

## **Cartographie**

En ce qui concerne le socle hercynien, la cartographie proposée sur la carte Céret a été établie (voir précisions sur la carte elle-même) par M. Wiazemsky d'après les levés détaillés de G. Guitard, A. Autran, M. Wiazemsky et B. Laumonier pour les terrains antérieurs à l'Ordovicien supérieur (terrains préhercyniens) et les terrains plutoniques du Carbonifère supérieur, et par F. Llac pour le Paléozoïque supérieur (Ordovicien-Silurien-Dévonien).

La cartographie du Mésozoïque d'Amélie-les-Bains a été réalisée par T. Baudin.

Pour le Néogène et le Quaternaire, la présente carte se fonde sur les levés réalisés par M. Calvet. Elle diffère sensiblement d'une première maquette à 1/50 000 dessinée au début des années 1980 par M. Calvet et déposée en 1996 au BRGM, et d'une seconde maquette réalisée par G. Clauzon à la même époque ; ces maquettes avaient servi de base à une autre maquette

réalisée, toujours à 1/50 000, par P. Le Strat et C. Duvail en 2001, et qui n'a pas été retenue.

La coordination générale de la carte a été effectuée par M. Wiazemsky en 2010 et la carte a été publiée en 2010.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

La feuille Céret présente trois grands ensembles de terrains :

- des terrains anciens, finiprotozoïques et paléozoïques, dans la moitié ouest de la carte (massif des Aspres et extrémité orientale du massif du Canigou) et dans les angles sud-est (massif des Albères) et nord-ouest (massif de Millas) ;
- de rares terrains mésozoïques (« bassin » d'Amélie-des-Bains) ;
- des terrains très récents, oligo-miocènes et plio-quadernaires, dans la partie est de la carte (bassin du Roussillon) et dans l'angle nord-ouest (bassin du Conflent).

### *PROTÉROZOÏQUE TERMINAL (ÉDIACARIEN) ET PALÉOZOÏQUE*

La discordance cartographique et souvent angulaire (*discordance sarde*) qui, dans les Pyrénées centro-orientales, sépare l'Ordovicien supérieur des terrains plus anciens permet de distinguer :

- les *terrains préhercyniens* du Néoprotozoïque terminal (Édiacarien) et du Cambrien *s.l.* ;
- les *terrains hercyniens s.s.* de l'Ordovicien supérieur au Mississipien (Carbonifère inférieur).

Une autre discordance majeure sépare les terrains finihercyniens stéphaniens et autuniens des terrains hercyniens.

Les terrains magmatiques sont également bien développés, ce qui amène à définir cinq grands ensembles lithostratigraphiques et lithologiques :

- les formations sédimentaires, volcanosédimentaires et parfois plutoniques préhercyniennes (Édiacarien et Cambrien *s.l.*) ;
- les plutonites sardes de l'Ordovicien ;
- les formations (volcano-)sédimentaires hercyniennes (Ordovicien supérieur à Mississipien) ;
- les plutonites hercyniennes finicarbonifères (Stéphanien *s.l.*) ;
- les formations sédimentaires et volcaniques finihercyniennes (Stéphanien et Autunien).

Sur la feuille Céret, les terrains préhercyniens sont largement représentés, ainsi que dans une moindre mesure les plutonites ordoviciennes, les formations sédimentaires et les plutonites hercyniennes, tandis que les formations finihercyniennes manquent totalement.

## **Terrains préhercyniens (Édiacarien à Ordovicien moyen)**

### **Formations sédimentaires et volcanosédimentaires (Édiacarien et Cambrien)**

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 les Pyrénées Orientales la *série de Canaveilles* à la base, disposée au-dessus des gneiss profonds (gneiss du Canigou), et la *série de Jujols* au sommet. À la suite de ce travail fondateur, il a été progressivement possible (Laumonier et Guitard, 1978, 1986 ; Laumonier, 1988, 1996, 1998 ; Laumonier *et al.*, 2004, 2010) de définir dans les Pyrénées centro-orientales une série lithostratigraphique type (fig. 3) divisée en deux groupes et (selon les régions) six à neuf formations, certaines formations étant elles-mêmes subdivisées en membres ; huit horizons repères carbonatés (M<sub>1</sub> à M<sub>8</sub>) et deux horizons repères volcanosédimentaires (VS<sub>1</sub> et VS<sub>2</sub>) rythment cette série. La série type présente d'importantes variations latérales et verticales, chacun des termes étant plus ou moins développé ou différencié selon les régions, et la lithologie est monotone ou variée selon les niveaux. C'est cependant sur cette base lithostratigraphique générale que la cartographie a été réalisée. Ce découpage lithostratigraphique devrait cependant être amélioré, c'est un des objectifs d'un travail en cours (thèse de M. Padel, 2013-2016).

La *série de Canaveilles* fut d'abord interprétée, dans les massifs des Albères, du Canigou et du Roc de France, comme la *couverture* discordante, cambrienne, d'un *socle précambrien* granitique (granites cadomiens, ~ 580-560 Ma ; Vitrac-Michard et Allègre, 1971) ou métamorphique, la base de la série étant généralement de nature volcanique (Guitard, 1958 ; Autran *et al.*, 1966 ; Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1996, 1998). Dans le massif des Albères, où la discordance serait la plus nette, ce socle précambrien serait mixte, à la fois granitique – Gneiss de Sorède – et métasédimentaire – Gneiss de Laroque (= Formation III de G. Guitard *et al.*, 1996). Cependant, les volcanites de la *série de Canaveilles* ayant été datées du Néoprotérozoïque (Cocherie *et al.*, 2005) et les orthogneiss métagranitiques du Canigou-Carança et du Roc de France de l'Ordovicien inférieur (~ 475-470 Ma ; Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005), ces derniers ont été réinterprétés comme des laccolites intrusifs dans la Formation de Canaveilles (Barbey *et al.*, 2001), et en conséquence le modèle socle-couverture a dû être abandonné. Dans un nouveau modèle (Laumonier *et al.*, 2004), les terrains

ORDOV. inf.	CAMBRIEN	sup. moyen	Groupe de Jujols	Fm. de Font Frède (feuille Prades)		kJ		O <sub>1-2</sub>	
				Fm. de Jujols					
ÉDIACARIEN sup. ("Briovérien sup.")	CAMBRIEN	inférieur	Groupe de Jujols	Fm. de Valcebollère		kV	M <sub>8</sub>	k	
				Fm. d'Évol kE	Mb. sup.	Fm. d'Alins	kE <sub>3</sub>		
					Mb. moy.	Fm. de Lleret-Bayau	kE <sub>2</sub>		M <sub>7</sub>
					Mb. inf.	Fm. d'Alós d'Isil	kE <sub>1</sub>		
				Fm. de Tregurà		kT	M <sub>6</sub>		
Fm. de Cabriils		bCB	VS <sub>2</sub>						
ÉDIACARIEN sup. ("Briovérien sup.")	CAMBRIEN		Groupe de Canaveilles	bC	Mb. sup.	bC <sub>3</sub>	M <sub>3-5</sub>	kC	
					Mb. moyen	bC <sub>2</sub>	M <sub>2</sub> VS <sub>1</sub>		
					Mb. inf.	bC <sub>1</sub>	M <sub>1</sub>		
						bC <sub>0</sub>			

horizons repères de la série type : M - carbonatés  
VS - volcano-sédimentaires

notation de la feuille Prades (1992)

**Fig. 3 - Canevas lithostratigraphique des terrains préhercyniens de l'Est des Pyrénées**

Pour faciliter la lecture des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est des Pyrénées 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 dans le détail. 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, Cabriils, 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). *Alós d'Isil* (Alos-de-Isil), *Lleret, Alins* : localités du Pallars Sobirà ou Haut-Pallars (Pyrénées centrales espagnoles) ; *Bayau* est le nom d'un lac de cette région.



situés sous les métagranites ordoviciens (Micaschistes de Balatg dans le massif du Canigou, feuille Prades ; Micaschistes de Montalba-d'Amélie dans le massif du Roc de France, feuille Arles-sur-Tech ; Gneiss de Laroque dans le massif des Albères) constituent l'encaissant inférieur (plancher) des laccolites ordoviciens et représentent donc le terme le plus profond affleurant de la Formation de Canaveilles.

Plus précisément, P. Cavet (1957) avait rapporté sa *série de Canaveilles* au Cambrien et sa *série de Jujols* à l'Ordovicien. Les corrélations interrégionales (Laumonier, 1988, 1996), les récentes datations radiométriques des métavolcanites du Groupe de Canaveilles (feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech ; massif du Cap de Creus) et de très rares découvertes de fossiles dans le Groupe de Jujols (feuilles Arles-sur-Tech, Céret et Saillagouse), 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), et le Groupe de Jujols au Cambrien *sensu lato* (d'où l'indice « k ») sans exclure que sa base soit encore édiacarienne et son sommet déjà ordovicien inférieur. Il convient donc de ne plus employer les termes de *Paléozoïque inférieur* ou de *Cambro-Ordovicien*, souvent encore utilisés pour désigner l'ensemble des terrains préhercyniens.

La série préhercynienne de la feuille Céret, à la suite de P. Cavet (1957), a été décrite principalement par F. Llac (1968), G. Guitard (1970), C. Cygan et D. Raymond (1979), G. Pigetvieux (1981), B. Laumonier (1987a, 1988, 1996) et S. Polizzi (1990) pour les massifs des Aspres et du Canigou, et par G. Guitard *et al.* (1996) pour le massif des Albères (voir aussi la notice Argelès-Cerbère). Une grande partie de la série type est identifiable sur la feuille Céret, avec une épaisseur cumulée approximative de 4 à 6 km. Les limites entre formations y sont tantôt très nettes (lorsqu'elles sont soulignées par des horizons repères carbonatés, par exemple), tantôt plus floues. De ce point de vue, la feuille Céret est intermédiaire entre la feuille Prats-de-Mollo (au Sud-Ouest) où la série est très contrastée, et les feuilles Prades (à l'Ouest) et Argelès-Cerbère (au Sud-Est) où elle l'est beaucoup moins.

La série préhercynienne apparaît dans deux régions distinctes séparées par la faille du Tech :

- le vaste massif des Aspres et la retombée orientale du dôme gneissique du Canigou, avec des différences significatives entre les deux unités alpines des Aspres et du Canigou, ce qui souligne l'importance du chevauchement alpin des Aspres qui les sépare ;
- le massif des Albères, dont seule la pointe nord-occidentale affleure sur la feuille Céret (pour plus de détails concernant ce massif, consulter la notice Argelès-Cerbère).

• **Groupe de Canaveilles (Édiacarien = Briovérien « supérieur »)**

Le Groupe de Canaveilles correspondant à la moitié inférieure de la série préhercynienne est divisé en deux formations, la **Formation de Canaveilles** à la base, subdivisée en trois membres, et la **Formation de Cabrils** au sommet. L'épaisseur de cette séquence, difficile à évaluer, est de l'ordre de 1 à 2 km.

Des **schistes** (métapélites) monotones (*schistes de Canaveilles*, *schistes de Cabrils*), toujours plus ou moins métamorphiques et dérivant de pélites finement litées ou homogènes, **grauwackeuses** (plagioclasiques) ou non, et des **grauwackes**, constituent les lithotypes dominants du Groupe de Canaveilles. Les schistes sont souvent homogènes, mats ou luisants (phyllades), gris plus ou moins sombre en général, parfois clairs et verdâtres à la partie supérieure de la séquence, peu métamorphique ; ils sont transformés en micaschistes grossiers, voire en paragneiss migmatitiques, dans les parties les plus profondes. Les grauwackes sont grises et massives. Dans ce fond *schisto-grauwackeux* s'intercalent des niveaux lithologiquement variés.

• **Niveaux carbonatés (c). Marbres calcaires** blancs ou gris, souvent rubanés et veinés de noir et de blanc, à grain fin et patine gris bleu, bien lités ; **marbres dolomitiques**, souvent à patine rousse, blancs ou beiges, à grain fin ou grossier (il s'agit dans ce dernier cas de dolomies secondaires, massives). Dans les zones les moins métamorphiques, les marbres peuvent être associés à des calcschistes. Dans les zones très métamorphiques, il peut s'agir de véritables cipolins (marbres grossiers à minéraux). Les marbres forment, dans la Formation de Canaveilles, des niveaux souvent très continus, d'épaisseur très variable, métrique à décamétrique, voire hectométrique, avec ou sans intercalaires schisteux.

• **Gneiss à silicates calciques** ( $\zeta_{sc}$ ). Ce sont d'anciennes roches carbonatées impures, des marnes ou des grauwackes à ciment carbonaté, transformées en **gneiss à silicates calciques** (GASC : para-amphibolites ou cornéennes rubanées) blancs, jaunes, verts et roses, ou des quartzites à ciment carbonaté, transformés en **quartzites à silicates calciques** clairs. Parfois assez épais pour être cartographiables, ils sont souvent associés aux niveaux carbonatés ou les remplacent latéralement.

• Grès-quartzites fins (quartzo-phyllades), rares, non cartographiés.

• **Schistes noirs (sn)**. Graphiteux et pyriteux (**ampélites** ou schistes **carburés** : *black shales*), à altérations sulfatées rouges, orangées et jaunes spectaculaires. Ces schistes forment des passées métriques à pluridécamétriques ; seules les plus franches et les plus épaisses ont été cartographiées. Des schistes sombres, gris plombé, à patine rouge sombre ou vert bouteille (schistes **subcarburés**), font transition entre les pélites banales et les schistes noirs. Des schistes très

blancs, lavés de rouille, sont étroitement associés à ces faciès dont ils constituent des variations latérales.

• **Gneiss granulés** (ζg). Il s'agit d'anciennes roches volcanosédimentaires plagioclasiqes, plus ou moins remaniées, tuffites à éléments volcaniques encore reconnaissables et/ou 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), associées à des grauwackes s.s. (arénites plagioclasiqes mal classées à matrice quartzopélitique plus ou moins carbonatée). Les grains d'albite, non déformés mais souvent cassés, flottent dans une matrice quartzofeldspathique ou pélitique toujours très schistosée, ce qui confère à ces roches un aspect de mylonites de granite, avec lesquelles elles ont pu être un temps confondues, dans le massif des Albères (Guitard et Laffitte, 1956). Les granulés forment des niveaux d'épaisseur métrique, parfois décamétrique, et d'extension hecto- à kilométrique.

La tectonique alpine, qui rapproche des domaines initialement éloignés, rend malaisées les corrélations entre le Groupe de Canaveilles de l'unité des Aspres, régulier mais incomplet, celui de l'unité du Canigou, au toit des Gneiss du Canigou, et celui du massif des Albères, découpé en lanières par les zones mylonitiques tardihercyniennes. Il a donc paru préférable, pour décrire le Groupe de Canaveilles, de regrouper certains termes, de manière différente d'un massif à l'autre, en fonction de la précision possible du découpage lithostratigraphique.

**Formation de Canaveilles** (bC). La Formation de Canaveilles affleure largement sur la carte Céret. Dans le massif des Albères, elle est mal lisible du fait du métamorphisme, des nombreuses intrusions mafiques et felsiques, et des failles mylonitiques tardihercyniennes. Dans l'unité du Canigou, elle est mal séparée de la Formation de Cabrils et est perturbée par le pluton de Batère. Dans l'unité des Aspres, elle est incomplète, la base manquant du fait du chevauchement (alpin) des Aspres.

**bC0. Membre inférieur p.p. de la Formation de Canaveilles. Métagrauwackes et métapélites anatectiques (Gneiss de Laroque, massif des Albères).** Largement développé dans le massif des Albères (feuille Argelès-Cerbère), ce terme est visible dans l'angle sud-est de la feuille Céret, entre la faille du Tech et la zone mylonitique du Pic Saint-Christophe. Il est constitué de métagrauwackes et de métapélites à minces horizons métacarbonatés se présentant, à l'issue du métamorphisme hercynien, comme des paragneiss catazonaux, des migmatites et des kinzigites, intercalés de rares niveaux de cipolins et de gneiss ou de quartzites à silicates calciques (Gneiss de Laroque). Longtemps assimilés au socle cadomien métamorphique de la série de Canaveilles, les Gneiss de Laroque sont aujourd'hui interprétés

comme le terme le plus profond, et par ailleurs le plus métamorphique, de la Formation de Canaveilles (pour plus de détails, voir notice Argelès-Cerbère).

**bC1. Membre inférieur p.p. de la Formation de Canaveilles. Métapélites grauwakeuses à niveaux carbonatés. c. Niveaux carbonatés.  $\zeta_{sc}$ . Gneiss à silicates calciques.**

• **Massif des Albères.** Métapélites et métagrauweekes fines, grises, fortement métamorphiques (micaschistes à cordiérite-andalousite ou à sillimanite-muscovite), à **niveaux carbonatés (c)** nombreux mais minces. Ce terme est bien identifié dans le secteur du Pic Estelle, entre les failles mylonitiques du Pic Saint-Christophe au Nord et du Puig dels Hommes au Sud (feuille Argelès-Cerbère).

• **Unité du Canigou.** Métapélites et métagrauweekes fines, grises, modérément métamorphiques (micaschistes à cordiérite-andalousite). Ce terme, bien repérable, se développe au toit des Gneiss du Canigou. Contrairement à ce qui s'observe sur les feuilles voisines (Prades, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo), les **niveaux carbonatés (c)** sont minces, et il est difficile d'identifier formellement l'horizon repère carbonaté M<sub>1</sub>, qui paraît très réduit sauf vers le Col de la Cirère. Quelques intercalations de **gneiss à silicates calciques ( $\zeta_{sc}$ )** ont été figurées sur la carte. Le Membre inférieur se retrouve sous les Gneiss du Canigou dans le coin sud-ouest de la feuille ; il s'agit des *Micaschistes de Balatg*, largement développés sur la feuille Prades (et qui auraient du être notés bC<sub>0</sub>, comme sur la carte Prats-de-Mollo).

• **Unité des Aspres.** Le membre bC<sub>1</sub> apparaît à l'Ouest de Baillestavy, en limite de la carte, au toit de la terminaison orientale des Gneiss de la Coume (voir feuille Prades).

**bC2-3. Membres moyen et supérieur de la Formation de Canaveilles. Métapélites grauwakeuses à niveaux carbonatés et volcano-sédimentaires. c. Niveaux carbonatés.  $\zeta_{sc}$ . Gneiss à silicates calciques.  $\zeta_g$ . Gneiss granulés.** Les Membres moyen et supérieur de la Formation de Canaveilles sont composés de métapélites et de métagrauweekes fines, gris sombre, homogènes, modérément métamorphiques (micaschistes à cordiérite-andalousite ou plus généralement schistes à biotite).

• Dans l'**unité du Canigou**, la base est bien marquée par l'horizon repère carbonaté M<sub>2</sub>, localement très épais comme à Valmanya et surtout (jusqu'à 500 m) à la mine de Batère : c'est le *niveau calcaro-dolomitique du col de la Cirère* (Chevalier, 1975), où ont été décrits des stromatolithes. Il existe d'autres **niveaux carbonatés (c)** et des niveaux de **gneiss à silicates calciques ( $\zeta_{sc}$ )**. Les épais marbres dolomitiques placés juste sous le chevauchement des Aspres, du Col Palomère jusqu'au Sud de Baillestavy, sont rapportés à bC<sub>3</sub>. Les

intercalations volcanosédimentaires plagioclasiques (**gneiss granulés, ζg**) sont fréquentes, en particulier au toit de M<sub>2</sub>, sous forme d'un horizon métrique à décamétrique (c'est l'horizon repère VS1 de la série type); de beaux affleurements sont observables sur la D13, 500 m à l'Est de Valmanya.

• Dans l'*unité des Aspres*, cette séquence formée de métapélites gris sombre affleure en continu au toit du chevauchement des Aspres. Le puissant **niveau carbonaté (c)** formant la base de l'unité des Aspres du Col Palomère au Tech (*bande de Taulis*; Cavet, 1957) est assimilé au niveau repère M<sub>2</sub>, c'est-à-dire à la base du Membre moyen (bC<sub>2</sub>). À l'Est de Montbolo, il se présente sous forme de brèches tectoniques minéralisées (*brèches du Mas Manès*). D'autres **niveaux carbonatés (c)** sont visibles plus haut dans la série, en particulier au Sud-Est (vallée de l'Ample, Sud du Pont de Reynès); ils représentent globalement les horizons M<sub>3-5</sub> du Membre supérieur (bC<sub>3</sub>) de la série type. Les niveaux volcanosédimentaires (ζg) sont rares (entre Montbolo et Taulis). Au Nord-Ouest (Baillestavy), au toit des Gneiss de la Coume, la Formation de Canaveilles semble se réduire (il devient difficile d'identifier formellement bC<sub>1</sub> au-dessus des leucogneiss, *cf. supra*), les niveaux carbonatés s'amincissent et les niveaux volcanosédimentaires disparaissent (on sait qu'ils manquent sur la feuille Prades).

• Dans le *massif des Albères*, on a attribué à ce terme les schistes à **niveaux carbonatés (c)** et intercalations de **gneiss à silicates calciques (ζsc)** modérément métamorphiques (zone à biotite généralement) mais largement envahis par les plutonites hercyniennes, et souvent mylonitiques, affleurant largement aux environs des Cluses.

**bC<sub>3</sub>-bCB. Formations de Canaveilles (Membre supérieur) et de Cabrils non différenciées. Pélites, grès plagioclasiques, méta-andésites, schistes noirs. sn. Ampélites de Formentera. c. Niveaux carbonatés. ζgTα. Granulés du Roc Rodoun (Granulés et méta-andésites). χ. Quartzites minéralisés en sulfures.** Pélites et grésopélites faiblement métamorphiques (zone de la biotite généralement), grises et homogènes, mais verdâtres et plus ou moins rubanées à l'Ouest de Montbolo, développées dans l'unité du Canigou entre le toit du granite de Batère et le chevauchement des Aspres (ou le Trias quand il existe). Vers le haut ont été repérés quelques minces passées de **quartzites minéralisés en sulfures (χ)**. Cet ensemble renferme trois intercalations remarquables, soit du bas vers le haut :

– un **niveau carbonaté (c)**, à Gouzac, 1 200 m au S.SE de la Tour de Batère ; ce niveau est mieux développé sur la feuille Arles-sur-Tech (Calcaire de Can Prim) où il est associé à des ampélites ;

– les **Granulés et méta-andésites du Roc Rodoun (ζgTα)** ; cet horizon volcanosédimentaire et volcanique épais de 50 à 150 m est constitué

principalement de granulés classiques mais renferme, dans sa partie supérieure surtout, des méta-andésites ignimbricitiques (*ortho-amphibolites du Col de la Croix de Fer* ; Guitard, 1970) ;

– les **Ampélites de Formentera** (sn), puissant horizon de schistes très noirs et pyriteux.

Malgré son épaisseur, la place de cette séquence dans la série type reste problématique. Trois interprétations sont possibles :

– les Granulés du Roc Rodoun correspondent au niveau repère VS<sub>1</sub>, et donc le Calcaire de Can Prim est équivalent à M<sub>2</sub>, mais cette succession est très différente de ce qu'on observe ailleurs dans l'unité à ce niveau de la série (*cf. supra*) ;

– les Granulés du Roc Rodoun correspondent à VS<sub>2</sub> (sommet de la Formation de Cabrils **bCB**) ; dans ce cas les Ampélites de Formentera et les grésopélites sus-jacentes sont à rapporter à la Formation d'Alós d'Isil (**kE<sub>1</sub>**), malgré l'absence complète des faciès caractéristiques de cette formation (microconglomérats) ;

– il pourrait donc s'agir - hypothèse retenue ici - d'un niveau volcanique et volcano détritique intermédiaire, inclus dans la Formation de Cabrils et inconnu ailleurs.

Il est difficile de choisir entre la seconde et la troisième hypothèse, cette dernière étant ici retenue ; dans ce cas, la partie supérieure de la séquence, y compris les Ampélites de Formentera, est à rapporter à la Formation de Cabrils, et le niveau de Can Prim représenterait M<sub>3-5</sub>, c'est-à-dire **bC<sub>3</sub>**.

**bCB. Formation de Cabrils. Pélites, schistes noirs. sn. Ampélites du Col Xatard. c. Niveau carbonaté.** La Formation de Cabrils est constituée de pélites épaisses et monotones, gris sombre à clair, faiblement métamorphiques (zone de la biotite, généralement, de la chlorite parfois), à rares intercalations grésosquartzitiques plus ou moins rubanées.

• Dans l'*unité des Aspres*, cette séquence vient normalement au-dessus de la Formation de Canaveilles. Elle est dépourvue d'intercalations carbonatées. Les Ampélites du Col Xatard (sn) en forment le sommet. Elle disparaît progressivement vers le SE (vallée de l'Ample), peut-être du fait d'une faille normale d'âge indéterminé.

• Dans l'*unité du Canigou*, la présence de la Formation de Cabrils est problématique, comme discuté ci-dessus.

• Dans le *massif des Albères*, la Formation de Cabrils, par continuité avec ce qui est connu sur la feuille Argelès-Cerbère (voir carte Argelès-Cerbère), existe très certainement dans l'angle sud-est de la carte, dans une partie des terrains notés **bC<sub>2-3</sub>** et vigoureusement affecté par le métamorphisme de

contact des intrusions mafiques (Mas Anglade, Mas Tranchet) ; on lui a rapporté également les métapélites renfermant un **niveau carbonaté (c)** et des schistes noirs qui apparaissent près de la Cluse Basse.

**Le volcanisme du Groupe de Canaveilles** (Guitard, 1970 ; Navidad, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Navidad et Carreras, 2002). Les roches métavolcaniques du Groupe de Canaveilles comportent des faciès mafiques, intermédiaires et acides (amphibolites et gneiss amphiboliques, gneiss granulés et faciès connexes, porphyroïdes) qui ont fait l'objet d'une description détaillée par G. Guitard (1970).

Les roches mafiques et intermédiaires, constituées essentiellement d'amphibole et de plagioclase (ortho-amphibolite, gneiss amphibolique), doivent être distinguées des roches de même type mais contenant des carbonates et associées aux gneiss à silicates calciques (para-amphibolites). D'une façon générale ces roches mafiques et intermédiaires sont peu importantes volumétriquement, se présentant en bancs continus ou lentilles de puissance métrique, exceptionnellement décamétrique, dans la Formation de Canaveilles. De nombreuses occurrences ont été reportées par G. Guitard (1970) dans la partie orientale du massif du Canigou (feuilles Prades, Céret, Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech). Sur la feuille Céret sont à noter quelques gisements remarquables : (i) dans la haute vallée du Riuferer au Nord-Ouest de Léca (*Amphibolite amygdalaire de Léca*, d'une quinzaine de mètres de puissance et localisées à proximité de la base des orthogneiss du Canigou) ; (ii) dans les environs de Batère (amphibolites à proximité du contact des orthogneiss du Canigou, non reportés sur la carte Céret) ; (iii) à l'Ouest du Col de Formentera (*méta-andésites du Roc Rodoun*), de position lithostratigraphique incertaine dans le Groupe de Canaveilles (*cf. supra*). Par ailleurs, il est important de noter que des amphibolites affleurent au sein des orthogneiss du Canigou ; celles-ci ne doivent pas être confondues avec ces métavolcanites, mais correspondraient à des faciès plutoniques mafiques étroitement associés à la mise en place des granites ordoviciens. Pétrographiquement, les amphibolites de la Formation de Canaveilles sont des roches à grain fin (0,05 - 3 mm) dont la texture ophitique - localement vésiculaire - est reconnaissable dans de nombreux cas. La nature des assemblages minéralogiques varie en fonction du degré de métamorphisme : par exemple dans la zone à biotite la paragenèse est à actinote, albite, épidote, chlorite, biotite, titanite (ilménite), tandis que dans la zone à andalousite (amphibolites de Léca) la paragenèse est à hornblende, plagioclase, ilménite (partiellement transformé en titanite), épidote, chlorite, quartz.

Selon M. Navidad et J. Carreras (2002), les faciès situés dans la partie basse de la Formation de Canaveilles sont les plus mafiques et correspondent à des basaltes tholéiitiques ( $47 < \text{SiO}_2 < 48 \%$  ;  $1,1 < \text{FeO}_t/\text{MgO} < 2,6$  ;  $1,2 < \text{TiO}_2 < 1,7$ ) caractérisées par des teneurs élevées en Cr (338-377 ppm) et Ni (116-142 ppm), des teneurs basses en Nb ( $< 10$  ppm) et Terres Rares ( $\Sigma = 62$  ppm) et par des spectres

de Terres Rares peu fractionnés ( $[La/Yb]_N = 1,7-1,8$ ). Normalisées au manteau primitif, leurs compositions montrent des anomalies négatives en Nb et Th et positives en K et Rb, affichant ainsi des caractères de tholéiite de type arrière-arc. Les faciès situés dans les parties intermédiaires et supérieures du groupe apparaissent plus différenciés, avec des compositions andésitiques ( $53 < SiO_2 < 54$  ;  $2,7 < Na_2O < 4,4$  ;  $160 < Zr < 170$  ppm) caractérisées par des teneurs élevées en Cr (477-621 ppm) et Ni (151-314 ppm), des teneurs basses en Nb ( $< 10$  ppm), un enrichissement en éléments mobiles et des spectres de Terres Rares plus fractionnés ; les spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif montrent les mêmes anomalies négatives (Nb, Sr, P, Ti) que dans les faciès basaltiques. Ces faciès mafiques et intermédiaires correspondent à d'anciens niveaux volcaniques (laves massives, pyroclastites) issus de magmas d'origine mantellique ayant subi une contamination crustale variable et mis en place dans un environnement continental subsident et extensif - marge continentale ou bassin d'arrière-arc.

Les gneiss granulés sont assez fréquents dans le Groupe de Canaveilles, localement associés aux niveaux de marbre ou aux amphibolites et gneiss amphibolitiques. Ils forment des niveaux presque continus sur le flanc Est et Sud de l'enveloppe micaschisteuse du Canigou, avec une puissance pouvant atteindre localement 300 m (*Granulés des Sitges*, feuille Arles-sur-Tech) ; ils sont spécialement développés vers la base du Membre moyen (bC2) de la Formation de Canaveilles (horizon repère VS1) et au sommet de la Formation de Cabrils (horizon repère VS2). Les pélites du Groupe de Canaveilles doivent à ce volcanisme leur caractère fréquemment grauwakeux (sodique). Plusieurs variétés sont distinguées (gneiss granulés et microgranulés, micaschistes granulés), avec quelques faciès connexes (leptynites aphanitiques, métagrauwackes). Dans la zone à andalousite, notamment dans les environs de Montferrer (feuille Arles-sur-Tech), Batère, Taulis et La Bastide (feuille Céret), ils sont intensément recristallisés et présentent un grain plus grossier et une plus grande proportion de biotite. De façon générale les gneiss granulés sont constitués de porphyroclastes d'albite (13-30 % vol.) moulés par la foliation, plus rarement de nodules de micropegmatite (feldspath-K + quartz) ; ils présentent souvent des traces de déformation telles que, par exemple, des macles tordues, des fractures, une texture en damier. La mésostase est constituée d'albite, quartz, muscovite, biotite, chlorite et leucoxène (remplaçant l'ilménite). Cependant, on peut identifier des parties phylliteuses (muscovite, biotite, chlorite, avec un peu de quartz et de feldspath) et des parties quartzofeldspathiques (lentilles à quartz ou à albite et quartz) ; certains granulés (*Granulés des Sitges*, en particulier) ne sont constitués que de ces lentilles quartzofeldspathiques, rappelant les textures de lapilli dévitrifiés (fiammes). La composition chimique des gneiss granulés est assez homogène, avec des teneurs en  $SiO_2$  comprises entre 61 et 69 % ; les teneurs en CaO sont faibles ( $< 1,9$  %) à l'exception de faciès à ciment calcaire dont la teneur en CaO atteint 4 % et celle en  $SiO_2$  68,6 %. Leur caractère est sodique ( $1,0 <$



$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 3.5$  excepté une valeur à 0,6) et alumineux (corindon normatif entre 3 et 10 % pds). Les gneiss granulés sont interprétés comme d'anciens tufs rhyodacitiques, calco-alcalins, plus ou moins remaniés.

L'ensemble des faciès acides se distinguent par des teneurs en Terres Rares assez élevées ( $\Sigma = 150-190$  ppm) et fractionnées ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 5,8-9$ ), avec une anomalie négative en Eu ; les teneurs en Nb ( $< 9$  ppm) sont basses, mais celles en Zr sont assez élevées ; les spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif montrent des anomalies négatives en Nb, Sr, Ti et P suggérant une origine par fusion de matériel crustal (Navidad et Carreras, 2002).

#### • **Groupe de Jujols (Cambrien probable)**

De manière générale, par rapport au Groupe de Canaveilles, le Groupe de Jujols marque une rupture importante des conditions de sédimentation : disparition de la composante volcanique plagioclasique, apparition de nouveaux lithotypes (quartzarénites grossières et quartzwackes) et généralisation progressive des argilosiltites rubanées verdâtres (du type *schistes de Jujols*). Du Vallespir à la Cerdagne (feuilles Prats-de-Mollo et Mont-Louis), dans le massif du Cap de Creus au Sud des Albères, et ponctuellement dans le massif des Albères (feuille Argelès-Cerbère), 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 Céret, comme plus à l'Ouest (feuille Prades), cette formation n'est pas identifiée et il pourrait y avoir continuité de sédimentation entre les deux groupes. La limite entre ces deux groupes est donc assez imprécise, et a été repérée par l'apparition des faciès microconglomératiques caractéristiques de la Formation d'Évol.

Sur la feuille Céret, le Groupe de Jujols est seulement connu dans l'**unité des Aspres**. La Formation d'Évol (kE) est constituée de trois membres, deux membres pélitiques et grésomicroconglomératiques épais, respectivement la **Formation d'Alós d'Isil** (kE<sub>1</sub>) et la **Formation d'Alins** (kE<sub>3</sub>), séparés par un mince horizon calcaire très discontinu représentant la **Formation de Lleret-Bayau** (kE<sub>2</sub>). Les calcaires de la *bande de Coubris* (Cavet, 1957) correspondent à la **Formation de Valcebollère** (kV), uniquement visible en position renversée dans le pli couché de Ravirou, au centre-Nord du massif. La **Formation de Jujols** (kJ) est largement développée dans le centre-Est de l'unité mais, du fait de la discordance sarde, elle est toujours incomplète.

P. Cavet (1957) avait considéré les formations schisteuses et grésomicroconglomératiques et la bande de Coubris du centre-Nord du massif comme constituant les schistes de Jujols supérieurs, venant au-dessus des *schistes de Jujols inférieurs* rubanés ; cet ensemble est maintenant (Laumonier, 1987a) placé sous les schistes de Jujols (kJ). La structure tripartite de la Formation d'Évol (Laumonier, 1987a) a par ailleurs été contestée par S. Polizzi

(1990), pour qui il n'existerait qu'un seul *ensemble grésomicroconglomératique* répété par des plis couchés et des chevauchements hercyniens.

**kE<sub>1</sub>. Formation d'Alós d'Isil. Pélites, grésopélites, « microconglomérats ».** 1. **Quartzites grossiers microconglomératiques à quartz limpides, rarement granoclassés, en minces niveaux discontinus.** c. **Niveau carbonaté.** Ce terme (*Membre inférieur de la Formation d'Évol*), épais d'environ 2 000 m, est bien développé au Sud-Ouest de l'unité des Aspres, où il repose plus ou moins normalement sur la Formation de Cabrils, et dans le Nord de l'unité, au Nord de la faille de Castelnou. Il est constitué de pélites généralement grises et massives, parfois verdâtres et rubanées, souvent sombres ou encore blanchâtres (schistes noirâtres oxydés), voire noires et ampélitiques (Cimetière des Maures, au Sud-Ouest de Serrabonne, par exemple). Une intercalation calcaire, sous forme d'un **niveau carbonaté (c)** plurimétrique, est connue près de la base de la partie visible de la Formation d'Évol au Nord du massif (650 m au NE de Politg, sur la D58) ; sa position lithostratigraphique est très ambiguë, mais on pourrait y voir (?) l'équivalent des calcaires de la Formation de Tregurà.

Ce terme renferme de nombreuses intercalations lenticulaires de **quartzites grossiers microconglomératiques à quartz limpides, rarement granoclassés, en minces niveaux discontinus (1)**, de faible extension latérale, plus fréquentes au Nord du massif (environs de Saint-Michel-de-Llotes en particulier) qu'au Sud (Roc d'Aurène, environs de Taillet). Il s'agit de quartzarénites ou de quartzwackes grossières, grises, à matrice finement gréseuse ou pélitique et à quartz millimétriques limpides ou blancs, renfermant dans les faciès les plus grossiers des clastes argilitiques gris ; un ciment carbonaté donnant par altération une couleur chocolat à la roche est fréquent ; la présence de pyrite est plus rare. D'une manière générale, ces lentilles ne sont pas associées à des bancs gréseux plus fins ; souvent, elles sont massives et dépourvues de granoclassement, se présentant comme des décharges sableuses dans le fond pélitique fin (chenaux sous-marins ?). Des quartzites fins existent mais sont toujours subordonnés.

On a rapporté à kE<sub>1</sub> l'ensemble des schistes situés au pied de la faille du Tech (E de Maureillas, SE du Boulou), contre les formations profondes du massif des Albères, malgré leur faciès peu caractéristique.

**kE<sub>2</sub>. Formation de Lleret-Bayau. Calcaires.** Très discret sur la feuille Céret, ce membre est représenté par un chapelet de lentilles calcaires, d'épaisseur au plus décamétrique, visibles, du SE vers le NW, à Riuros, au Mas Massinère, 800 m au SE de Boule-d'Amont (au bord de la D618), au NW de Can Ceste (pc 634) et enfin à 800 m à l'E du Mas del Cordé. Il s'agit de calcaires à minces lits silteux au Sud-Est, de calcaires et de calcschistes au Nord-Ouest.

**kE<sub>3</sub>. Formation d'Alins. Pélites rubanées, quartzites, « microconglomérats », grès lithiques. 1. Quartzarénites à grain fin, massives, laminées, rubanées ou litées. 2. Quartzarénites à grain fin à moyen, homogènes. 3. Quartzarénites lithiques grossières (« microconglomérats ») à clastes argilitiques et galets siliceux, granoclassées, chenalisées et ravinantes.** Le terme kE<sub>3</sub> (*Membre supérieur de la Formation d'Évol*), épais de 1 000 m environ, se rencontre :

- vers le Sud-Ouest, au toit du Membre inférieur, dont il est difficilement séparable en l'absence des calcaires kE<sub>2</sub> ;
- au cœur des anticlinaux sardes, sous la Formation de Jujols, dans la partie centrale du massif, au Sud de Fontcouverte et au Sud-Est de Montauriol ;
- au Sud de la faille de Castelnou, en position renversée, dans le flanc inverse du pli couché de Ravirou dont il constitue l'essentiel.

Cet ensemble est formé de pélites parfois massives et grises, comme dans le Membre inférieur (kE<sub>1</sub>), mais plus fréquemment verdâtres et rubanées et dans ce cas difficiles à distinguer des schistes de Jujols sus-jacents (*cf. infra*). Il est caractérisé par le développement des faciès limono-quartzitiques et grésoconglomératiques. Les grès-quartzites se présentent sous forme de bancs plurimétriques à intercalaires pélitiques formant des **horizons à dominante gréseuse (G)** pluridécamétriques à hectométriques et d'extension hecto- à kilométrique :

- *horizon de Serrabonne* (Laumonier, 1987a), que l'on peut suivre sur plus de 6 km, du NW de Serrabonne jusqu'au Sud de Can Périllou, en passant par le Mas Toubert sur la D618, avec une épaisseur d'environ 200 m ; c'est probablement lui que l'on retrouve plus au Sud-Est, au Serrat de l'Iglesia ;
- *zone du Caratg – Roc del Qués*, au Sud-Est de Montauriol ;
- *horizon du Mas Descosy – Bourguères*, au Sud et à l'Ouest de Castelnou ;
- *zone du Mas d'En Jon*, au SE de Castelnou.

Il a paru intéressant de distinguer trois types remarquables de faciès silicoclastiques et d'en indiquer sur la carte les principales occurrences.

• (1) **Quartzarénites à grain fin, massives, laminées, rubanées ou litées.** Roches bien classées, claires, localement à lamines obliques, formant des barres parfois granocroissantes et stratocroissantes d'épaisseur métrique à décimétrique et dont l'extension peut être kilométrique. Ce faciès se rencontre principalement dans la zone du Caratg – Roc del Qués et dans l'horizon du Mas Descosy – Bourguères.

• (2) **Quartzarénites à grain fin à moyen, homogènes.** Quartzites formant des barres massives à gros bancs d'épaisseur métrique. Proche du faciès (1), ces roches sont bien visibles au SE du Col de la Font Rouge (ravin de Garrissol).

• (3) **Quartzarénites lithiques grossières (« microconglomérats ») à clastes argilitiques et galets siliceux, granoclassées, chenalisées et ravinantes.** Roches très hétérométriques, proches des « microconglomérats » du Membre inférieur de la Formation d'Évol (kE1) mais plus grossières, à clastes de pélites sombres, galets siliceux et grains de quartz grossiers blanc ou limpide. Généralement granoclassées, elles comblent des chenaux ravinants de faible extension latérale mais profonds de plusieurs mètres qui se présentent en lentilles isolées dans les pélites ou encore à la base de certaines barres quartzarénitiques de type (1) qu'elles aident à polariser. Elles sont spécialement développées dans la zone du Mas d'En Jon et se rencontrent également à Serrabonne, au SE du Serrat de l'Iglésia, au S de Fontcouverte (pc 657), près de Can Père Galdéric, à l'Est du Mas Marsal, au NW du Mas Descosy, etc.

**kV. Formation de Valcebollère. Calcaires, pélites vertes. 1. Pélites vert amande à taches rouille.** La Formation de Valcebollère est principalement représentée par les calcaires de la *bande de Coubris*, que l'on peut suivre sur près de 10 km d'Est en Ouest du Mas de Coubris au Coll de la Llosa. De Coubris au Mas Marsal, la bande de Coubris, dont l'épaisseur atteint la cinquantaine de mètres au Mas d'en Dautres, est très continue ; à l'Ouest du Mas Marsal, elle est plus lenticulaire, en partie pour des raisons tectoniques. Elle est formée : de marbres calcaires, parfois dolomitiques, gris bleu ou beiges, pouvant présenter un fin lacis siliceux, parfois à patine rousse ; de calcschistes ; d'alternances centimétriques schisto-calcaires ; de schistes à nodules calcaires. La bande de Coubris, en série inverse, a comme mur le chevauchement de Coubris ; le Calcaire de Can Bailly, à l'Est de Casefabre, en est une répétition tectonique.

(1) **Pélites vert amande à taches rouille.** Au NW du Mont-Hélène, la Formation de Valcebollère est localement représentée par des pélites vert amande à petites taches rouille dues à l'oxydation de granules carbonatés (ankéritiques ?). Ce faciès, exceptionnel sur la feuille Céret, est beaucoup mieux développé dans le Vallespir (feuille Arles-sur-Tech).

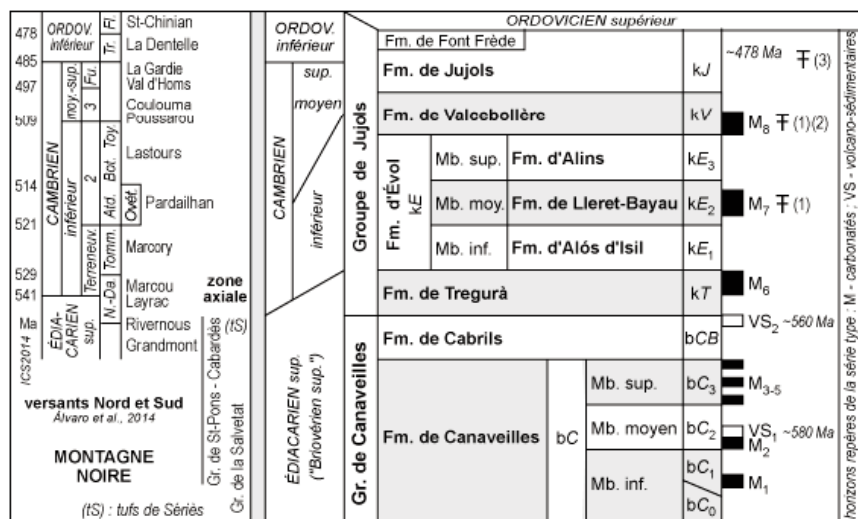
**kJ. Formation de Jujols. Argilosiltites rubanées. 1. Horizons gréseux rubanés.** La Formation de Jujols est incomplète et parfois supprimée par la discordance sarde. Elle affleure uniquement dans la partie centrale de l'unité des Aspres selon une bande WNW-ESE, qui s'élargit d'Ouest (Casefabre) en Est, et son épaisseur est certainement supérieure au kilomètre. En l'absence des calcaires de la Formation de Valcebollère (Ouest et Sud du massif), elle est difficilement séparable du Membre supérieur de la Formation d'Évol (kE3) qu'elle surmonte normalement. La Formation de Jujols est formée exclusivement par des schistes rubanés gris vert (cette couleur étant due à l'abondance de la chlorite), bruns par altération (*schistes de Jujols*). De ce point de vue, la Formation de Jujols diffère du Membre supérieur de la Formation d'Évol (kE3), dans lequel des schistes rubanés comparables sont associés à

d'autres faciès (*cf. supra*). Les schistes rubanés correspondent à des argilosiltites en alternance milli- à décimétrique. Les lits silteux montrent de nombreuses figures sédimentaires évocatrices de dépôts de tempête (?); les figures de bioturbation sont fréquentes.

(1) **Horizons gréseux rubanés.** Dans les schistes de Jujols, la proportion relative d'argilite et de siltite est très variable : en général, les siltites sont subordonnées (lits silteux milli- à centimétriques alternant avec des lits argilitiques centi- à décimétriques), voire quasi absentes, donnant alors des schistes ardoisiers sombres, mais parfois elles deviennent prédominantes, formant par coalescence des rubans silteux de véritables horizons gréseux rubanés, au SE de Casefabre, par exemple.

*Âge de la série préhercynienne.* Le Groupe de Canaveilles étant azoïque, son âge est seulement connu par la datation en U-Pb sur zircons des niveaux volcano-sédimentaires (granulés) VS<sub>1</sub> et VS<sub>2</sub> (feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech); ces âges, assez imprécis, sont de ~ 580 Ma pour VS<sub>1</sub> et ~ 560 Ma pour VS<sub>2</sub> (Cocherie *et al.*, 2005; Castiñeiras *et al.*, 2008). Le Groupe de Canaveilles peut donc être globalement rapporté à l'Édiacarien supérieur et peut-être pour sa partie basale à l'Édiacarien moyen (respectivement, 582-542 Ma et ~ 605-582 Ma; Narbonne *et al.*, 2012). Cette conclusion est renforcée par les âges de ~ 560-553 Ma (Castiñeiras *et al.*, 2008) à ~ 533 Ma (Cambrien inférieur) de quelques métagranites intrusifs dans la partie basale (bC<sub>0</sub>) de la Formation de Canaveilles (feuilles Arles-sur-Tech et Argelès-Cerbère; massif du Cap de Creus). Le Groupe de Jujols, quasi azoïque, est considéré comme cambrien *lato sensu*, plutôt qu'ordovicien, sur la base d'une comparaison avec les régions voisines (Ibérie, Montagne noire; Laumonier, 1988, 1996). La Formation de Tregurà (non reconnue sur la feuille Céret) pourrait dater de l'Édiacarien terminal (550-542 Ma; Narbonne *et al.*, 2012) et peut-être du Cambrien basal (discussion *in notice* Prats-de-Mollo). La Formation d'Évol est rapportée au Cambrien inférieur, la Formation de Valcebollère au sommet du Cambrien inférieur et/ou au Cambrien moyen (Cavet, 1957) et la Formation de Jujols au Cambrien moyen-supérieur *lato sensu*; dans ce schéma, l'Ordovicien inférieur-moyen est absent.

Cependant, F. Llac *et al.* (1994) ont proposé un âge dévonien inférieur (plus précisément Praguien-Emsien) pour la bande de Coubris (Formation de Valcebollère) sur la base de la découverte de six espèces d'ostracodes de cet âge dans la lentille carbonatée de Ravirou. Mais cette lentille est une écaille tectonique jalonnant le chevauchement hercynien de Ravirou (*cf. chap. Évolutions géologiques*), elle est donc indépendante de la bande de Coubris, qui n'a quant à elle livré à ces auteurs que des restes peu significatifs dont certains pourraient être des *Coleolidae*, connus dès le Cambrien: il n'est donc pas possible de généraliser l'âge dévonien inférieur à la bande de Coubris. De fait, une recherche de palynomorphes a permis d'identifier (M. Vécoli, 2007, inédit)



**Fig. 4 - Corrélations entre les terrains préhercyniens des Pyrénées orientales et de la Montagne noire**

Compte tenu des datations radiométriques et des données paléontologiques disponibles pour la série préhercynienne de l'Est des Pyrénées, il est possible de proposer une corrélation relativement précise entre cette série et les séries équivalentes bien datées des versants nord et sud de la Montagne noire (Álvaro et al., 2014), ainsi que celle de la zone axiale. Notamment, on peut mettre en parallèle : (i) les volcanites VS2 de Fabert, celles de la Fm. Rivernous (datation en cours, J. Álvaro, 2015, comm. pers.) et les tufs de Sériès du sommet du Groupe de Saint-Pons – Cabardès (545 ± 15 Ma ; Lescuyer et Cocherie, 1992) ; (ii) les brèches et les carbonates de la Fm. de Tregurà et des Fms. de Layrac-Marcou, ce qui renforce l'hypothèse que la limite Édiacarien-Cambrien se placerait sous la Fm. de Tregurà. (1) archéocyathes, algues, etc. de Terrades (Ovétien supérieur ; Abad, 1989 ; voir notice Arles-sur-Tech) ; (2) acritarches des Aspres (Cambrien inférieur élevé ; voir notice Céret) ; (3) acritarches, haut des schistes de Jujols de Cerdagne (Cambrien supérieur ou Ordovicien inférieur (Casas et Palacios, 2012) ; ~ 478 Ma : plus jeunes zircons détritiques de la Fm. de Jujols (Margalef et al., 2014). *N.-Da.* = Nemakit-Daldynien ; *Terreneuv.* = Terreneuvien ; *Tomm.* = Tommotien ; *Atd.* = Atdabanien ; *Bot.* = Botomien ; *Toy.* = Toyonien ; *Fur.* = Furongien ; *Tr.* = Tremadoc ; *Fl.* = Floien. Âges absolus : IUGS Timescale 2014 (Cohen et al., 2013).

dans un échantillon du Calcaire de Coubris (piste de Can Père Galdéric, 750 m au NNE du mas) l'espèce *Archaeodiscina* sp. cf. *A. umbonulata* Volkova 1968, acritarche d'âge cambrien inférieur élevé ; des palynomorphes mal conservés, mais certainement cambriens, ont également été trouvés dans le Calcaire de Riuros (kE2). Ces découvertes sont cohérentes avec l'âge cambrien inférieur de la Formation d'Évol et renforcent l'hypothèse de l'absence d'une grande partie de l'Ordovicien inférieur-moyen dans la série préhercynienne ; en effet, du fait de la discordance sarde, le sommet de la Formation de Jujols - qui renferme en Cerdagne des acritarches cambrien supérieur à ordovicien inférieur (Casas et Palacios, 2012) et des zircons détritiques âgés de  $478 \pm 5$  Ma (Ordovicien inférieur ; Margalef *et al.*, 2014) - manque sur la feuille de Céret (voir notice Prats-de-Mollo). Compte tenu de l'ensemble des datations radiométriques et paléontologiques de la série préhercynienne de l'Est des Pyrénées, il est possible de mettre en parallèle cette série et les séries équivalentes bien datées des versants nord et sud de la Montagne noire (Álvaro *et al.*, 2014), ainsi que de sa zone axiale (fig. 4).

### **Plutonisme sarde de l'Ordovicien inférieur-moyen (470 ± 10 Ma) - Orthogneiss métagranitiques**

Dans l'angle sud-ouest de la feuille Céret se trouve l'extrémité orientale du massif des Gneiss du Canigou, largement développés vers l'Ouest (feuille Prades) et le SW (feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech). Il s'agit principalement de gneiss œillés grossiers à biotite (type G2) et de leucogneiss plus ou moins grossiers (type G1 de la Preste), plus rarement de leucogneiss à grain fin (leptynites) (Guitard, 1970). Ces gneiss forment une lame remarquablement concordante intercalée dans la partie inférieure de la Formation de Canaveilles, le plancher étant visible dans la vallée du Riuferrier à l'angle sud-ouest de la feuille où apparaissent les métapélites sous-jacentes (Micaschistes de Balatg, bC0). La puissance des gneiss est ici significativement plus faible (quelques centaines de mètres) que la moyenne (de l'ordre de 2 000 m) et par rapport au versant sud où leur puissance peut atteindre 3 000 m (feuille Prats-de-Mollo). Globalement, les leucogneiss G1 se disposent au plancher et au toit de la lame dont le cœur est occupé par les gneiss œillés G2. La piste du Riuferrier (à l'Ouest du pc 1278) en permet de bonnes observations. Les Gneiss de la Coume (feuille Prades), dont seule la pointe sud-orientale apparaît sur la carte à l'Ouest de Baillestavy, sont l'équivalent des Gneiss du Canigou, au toit du chevauchement des Aspres. Dans le massif des Albères, deux pointements de gneiss de type G1 dans les Gneiss de Laroque ont été figurés.

Conformément au travail fondateur de G. Guitard (1970), ces gneiss sont interprétés comme des orthogneiss métagranitiques (pour plus de détails, se reporter à la thèse de G. Guitard et à la notice Prades). Par contre, leur âge cadomien (~ 580 Ma) et leur valeur de socle vis-à-vis de la « série » de

Canaveilles, longtemps admis, sont aujourd'hui remis en cause dans la mesure où, depuis le début des années 2000, ils sont datés de l'Ordovicien inférieur-moyen (~ 475 Ma) et en conséquence interprétés comme des laccolites intrusifs (*cf. infra*).

$\sigma\zeta\gamma^3$ . **Gneiss œillé grossier (Gneiss G2) = méta-monzogranite à biotite, porphyroïde, à texture rapakivi.** Roches homogènes, grossières, bien foliées, à biotite plus ou moins abondante, caractérisées par de grands « yeux » centimétriques de feldspath potassique (microcline maclé Carlsbad) montrant souvent une texture rapakivi (le feldspath potassique est chemisé par du plagioclase) et de petits yeux millimétriques de plagioclase (oligoclase). Ces gneiss encore leucocrates, parfois mésocrates, dérivent de monzogranites porphyroïdes rapakivi à biotite.

$\sigma\zeta\gamma^{1-2}$ . **Leucogneiss à grain ± grossier (Gneiss G1 p.p.) = méta-leucogranite à biotite-muscovite, ± porphyroïde.** Orthogneiss clairs, massifs, assez peu foliés, souvent homogènes mais variables dans le détail, très feldspathiques, plus ou moins œillés, à biotite (peu abondante) et muscovite. Au toit de la lame des Gneiss du Canigou, ils renferment parfois en abondance des grains de quartz bleuté millimétriques, ce qui les rapproche des *Gneiss G1 de la Preste* bien développés plus au Sud-Ouest, sur les feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo. Au plancher des gneiss (au contact des Micaschistes de Balatg), les gneiss G1 sont moins typés, plus hétérogènes et rappellent plutôt par leur aspect rubané les *Gneiss G1 de Carança* (voir feuilles Prades et Prats-de-Mollo). On reconnaît facilement dans ces leucogneiss d'anciens leucogranites à muscovite ± biotite, grossiers, à tendance porphyroïde.

$\lambda\zeta\gamma^{1-2}$ . **Leucogneiss à grain fin (leptynite) = méta-leucogranite à muscovite ± biotite en filons ou sills.** Roches peu fréquentes, blanches ou bistres, équigranulaires, à grain fin, discrètement foliées, formant des bandes métriques à décamétriques allongées parallèlement aux limites lithologiques majeures, et interprétées comme d'anciens filons aplitiques dans les métagranites. Un sill de ce type est visible près de la base de la Formation de Canaveilles, au SW de Baillestavy.

**Caractéristiques du plutonisme préhercynien.** Dès 1963, G. Guitard notait à partir de l'observation de textures rapakivi que les gros cristaux de feldspath potassique des orthogneiss G2 et G3 ne correspondaient pas à des porphyroblastes métamorphiques mais à d'anciens phénocristaux d'origine magmatique (Guitard, 1963a,b). Ceci, ajouté à la présence d'enclaves microgrenues mafiques, de xénolites métasédimentaires, etc., l'a conduit à considérer ces orthogneiss comme d'anciens granites porphyroïdes (métagranites), interprétation qui fait toujours consensus. À l'inverse, les gneiss G1, également dits « *de transition* », ont d'abord été interprétés par G. Guitard comme des métarhyolites formant le niveau de base de la *série de Canaveilles*,



interprétation remise en cause au bénéfice d'une interprétation « plutonique » de ces gneiss (*cf. infra*). À ce jour la chimie des méta-granites du massif Canigou-Caraça reste imparfaitement connue et nous n'en donnerons qu'un rapide survol, les données disponibles (éléments majeurs pour l'essentiel) concernant uniquement les feuilles Prades et Prats-de-Mollo, aux notices desquelles le lecteur pourra se référer pour de plus amples détails.

Les orthogneiss du massif du Canigou-Caraça sont typiquement peralumineux ; néanmoins, M. Fontelles et G. Guitard (1987, 1988) considèrent que ce caractère pourrait être en partie acquis au cours du métamorphisme hercynien, par lessivage de CaO (albitisation). Les trois familles de gneiss se distinguent par des teneurs en SiO<sub>2</sub> croissantes des gneiss G3 au gneiss G1 de type La Preste, en passant par les gneiss G2 et les gneiss G1 de type Caraça. Les teneurs en CaO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O témoignent d'un caractère calco-alcalin riche en potassium, avec une tendance alcali-calcique pour les gneiss G2. Le rapport FeO<sup>tot</sup>/(FeO<sup>tot</sup> + MgO) montre que la plupart des orthogneiss se caractérisent par un caractère ferrifère marqué, notamment pour les gneiss G1 et G2, déjà souligné antérieurement (granites calco-alcalins ferrifères de M. Fontelles, 1981, et de G. Guitard *et al.*, 1998). Les quelques données isotopiques Rb-Sr (Vitrac-Michard et Allègre, 1975), recalculées à 475 Ma, suggèrent la prépondérance d'une source crustale dans la genèse des magmas parents, confirmée par une donnée Sm-Nd (Ben Othman *et al.*, 1984) donnant un εNd (475 Ma) de -5.1. D'un autre côté, la présence assez systématique d'enclaves microgrenues mafiques et de témoins de mélanges magmatiques, notamment à proximité de Valmanya dans la haute vallée de la Lentilla (Guitard, 1970), indique une participation significative du manteau dans la genèse de ces laccolites granitiques.

**Âge des méta-granites du Canigou.** Il convient, enfin, de souligner que si un consensus existe sur la nature granitique de ces orthogneiss, un point de divergence important sépare :

– les modèles antérieurs aux années 2000, qui considèrent ces méta-granites comme faisant partie d'un socle cadomien (~ 580 Ma) sur lequel se serait déposée en discordance majeure la *série de Canaveilles* (*e.g.* Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1996, 1998) ; la présence des micaschistes de Balatg sous les orthogneiss est alors interprétée comme le fait d'un grand pli couché pennique faisant réapparaître en série inverse la *série de Canaveilles* sous les gneiss ; les Gneiss G1 sont vus comme un ensemble volcanosédimentaire à la base de la *série de Canaveilles* ;

– les modèles plus récents, pour lesquels l'ensemble des orthogneiss (G1, G2 et G3) sont des granites intrusifs dans la Formation de Canaveilles, les micaschistes de Balatg correspondant à la partie inférieure de la Formation de Canaveilles (Laumonier *et al.*, 2004).

Ce second modèle s'appuie non seulement sur les données géochronologiques U-Pb sur zircon (*cf. infra*), mais également sur des observations de terrains (Barbey *et al.*, 2001) : présence dans les orthogneiss d'enclaves ou septa de micaschistes ou de marbres de la Formation de Canaveilles ; témoins d'un métamorphisme de contact tels que des fantômes de porphyroblastes d'aluminosilicates (la Preste sur la feuille Prats-de-Mollo, En sur la feuille Prades) ; ou encore, plus spécifiquement sur la feuille Céret, présence dans le vallon de Riuferrer, au plancher du laccolite, de migmatites de contact schistosées à l'Hercynien. Au final, considérant que les protolites de ces orthogneiss ont tous un âge ordovicien, on peut envisager que ces métaгранites témoignent d'un volumineux plutonisme acide impliquant à la fois le manteau et la refusion de terrains plus anciens, d'âge néoprotérozoïque, voire paléoprotérozoïque.

Sur les feuilles voisines (Prades, Prats-de-Mollo, Arles-sur-Tech, Argelès-Cerbère, Ax-les-Thermes), les orthogneiss métagranitiques ont été datés en U-Pb sur zircons de 477-470 Ma environ (Ordovicien inférieur-moyen, Arénigien supérieur = Floien-Dalpingien) (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Denèle *et al.*, 2009 ; Liesa *et al.*, 2011), âge évidemment incompatible avec le modèle de socle cadomien. En conséquence, les Gneiss du Canigou sont aujourd'hui interprétés comme un laccolite composite, mis en place vers 475 Ma (Arénigien supérieur) dans la Formation de Canaveilles finiprotérozoïque. Dans ce nouveau modèle, le mur de la lame des Gneiss du Canigou représente simplement le plancher du laccolite (Laumonier *et al.*, 2004). Toutefois, dans les Pyrénées-Orientales et pour le même type de roche, des âges plus jeunes ont été proposés (Martínez *et al.*, 2011 ; Casas *et al.*, 2010 ; notice Argelès-Cerbère). Certains, voisins de 469-462 Ma (Ordovicien moyen = Darriwilien), sont encore très proches des précédents. D'autres, voisins de 457-451 Ma (Ordovicien supérieur, Caradocien = Sandbien/Katien), posent le double problème de la contemporanéité de certains métagranites avec le volcanisme ashgillien (*cf. infra*) et de l'existence de deux épisodes plutoniques distincts, l'un ordovicien inférieur-moyen et l'autre ordovicien supérieur.

**Terrains hercyniens *stricto sensu*  
(Ordovicien supérieur à Stéphanien)**

**Formations sédimentaires et volcanisme associé  
(Ordovicien supérieur à Dévonien)**

La séquence hercynienne postsarde (terrains hercyniens *s.s.*) allant de l'Ordovicien supérieur au Dévonien (le Carbonifère manque dans les Aspres) correspond au « *Paléozoïque supérieur* » de P. Cavet (1957). Elle est préservée dans une dizaine de massifs plus ou moins étendus ou d'îlots isolés, du Sud vers le Nord :

- au Mont-Hélène et au Montner, aux environs de Calmeilles, Oms et Llauro, ainsi qu'à l'Ermitage de Saint-Ferréol ;
- au Sud du Mas d'En Ravirou ;
- dans la région de Camélas (chapelle Saint-Martin) et de Castelnou (« cause » de Thuir), ainsi qu'à l'Est de Saint-Michel-de-Llotes (Mas d'En Payrot, la Calcine) ;
- près de Domanova, Bouleternère, Corbère et Corbère-les-Cabanès.

Les terrains hercyniens des Aspres sont connus grâce au travail fondamental de P. Cavet (1957). Quelques compléments de description ont été donnés par F. Llac (1968) et G. Pigetvieux (1981). Des précisions stratigraphiques ont été apportées par A. Centène et G. Sentou (1975, thèse inédite) et par J.-M. Degardin (1987) pour le Silurien, et par C. Cygan et D. Raymond (1979) et par F. Llac *et al.* (1994) pour le Dévonien. La synthèse de ces travaux se trouve dans J.-M. Degardin (1996) et dans D. Raymond, *in* C. Majesté-Menjoulas et L.-M. Rios (1996).

### **Ordovicien supérieur**

Il débute localement par un conglomérat de base (Conglomérat du Caradoc) et se poursuit par un ensemble schisteux varié dans lequel s'intercalent des volcanites (Porphyrite des Aspres). L'ensemble forme une séquence transgressive majeure, puissante d'environ 200-300 m. Il est en contact stratigraphique fortement discordant avec la série préhercynienne (*discordance sarde*) tandis que son sommet est en contact tectonique avec les schistes siluriens, ce qui fait que l'Ordovicien supérieur est généralement incomplet.

**05-6Cg. Conglomérats polygéniques grossiers (« Conglomérat du Caradoc »).** C'est un conglomérat très hétérométrique, non classé, à matrice gréseuse et éléments siliceux : galets centimétriques quartzitiques de couleur variée, plus rarement quartzeux (quartz « filonien » blanc) ; blocs anguleux-émoussés centi- à décimétriques, quartzitiques ou exceptionnellement schisteux. À la différence du synclinal de Villefranche (feuille Prades), le Conglomérat du Caradoc n'affleure que de manière très discontinue dans les Aspres. Au SW de Ravirou, il est d'épaisseur décamétrique et forme le remplissage d'un mégachenal creusé dans les grésopélites du Membre supérieur de la Formation d'Évol (kE3). Ailleurs, quand il existe, il est d'épaisseur métrique ; 600 m au SW de Bouleternère (pc 334), il forme une grosse lentille sans doute intercalée tectoniquement dans des grésopélites.

**05-6P. Pélites, grès moyens, pélites grauwackeuses.** Les schistes de l'Ordovicien supérieurs sont généralement homogènes, massifs, sans stratification bien visible, souvent avec des altérations ocres caractéristiques. Ils sont spécialement développés entre Camélas et Thuir (ils sont bien observables

sur la piste entre Castelnou et Camélas et au SW de Bouleternère). Les grèsopélites verdâtres sont généralement très bioturbées. D'autres pélites, sombres ou au contraire blanchâtres, sont plus argileuses. Les grès schisteux (quartzophyllades) de grain moyen s'observent surtout vers la base de la série (Bouleternère) ; ils sont parfois luisants, gris argenté à verdâtres, et dans ce cas peuvent renfermer du chloritoïde dont les principales occurrences sont notées par une astérisque (\*) sur la carte, et qui dénote une composition chimique particulière, riche en Al et Fe<sup>3+</sup>. Certaines pélites, grauwackeuses, sombres et mates, sont proches du faciès des schistes troués (*cf. infra*).

**ρα. Rhyodacite, rhyolite (« Porphyrite des Aspres », 450 ± 10 Ma).**

Des volcanites souvent très altérées connues sous le nom de *Porphyrite des Aspres* forment des coulées métriques à décamétriques dans la partie inférieure de l'Ordovicien supérieur. Ces roches, massives ou très schisteuses, aux couleurs bariolées rouille, jaunes et vertes, montrent des granules albitiques blancs ou verts millimétriques noyés dans une mésostase quartzophylliteuse. Il s'agit de rhyodacites calcoalcalines, localement associées à des brèches volcaniques aux environs de Calmeilles et à des faciès volcano-sédimentaires aux environs de Camélas (Cavet, 1957), plus rarement (Ouest de Calmeilles) à des rhyolites calco-alcalines (Pigetvieux, 1981). Une rhyodacite prélevée au Sud de Ravirou a pu être datée de **450 ± 4 Ma** en U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircon (Cocherie, 2007 - voir *Annexe géochronologie*), âge proche de la limite Caradoc-Ashgill (Katien).

**05-6F. Schistes à taches carminées (« schistes à fucoïdes »).** Il s'agit de pélites très sombres (sur cassure fraîche) renfermant des traces rouge vif, orangées ou jaunes en forme de rubans, simples ou bifurqués (d'où le nom de « schistes à Fucoïdes » également donné à ce faciès) longs de quelques millimètres ou de 1-2 cm et interprétables comme des bioturbations.

**05-6ST. Schistes troués (« Grauwacke à *Orthis* ») fossilifères.** Ces pélites sombres massives, finement gréseuses et micacées, à ciment carbonaté très généralement dissous (ce sont des grauwackes au sens ancien du terme, pas au sens moderne, textural), d'où la couleur ocre orangé intense de leur patine, et qui renferment en abondance des fossiles eux mêmes dissous (d'où l'aspect troué de la roche), les moules externes montrant souvent de très fines empreintes. Le fossile caractéristique de cette formation est le brachiopode *Nicolella (Orthis) actoniae*, connu dans tout l'Ordovicien supérieur, mais des bryozoaires et des échinodermes cystoïdes permettent de rapporter plus précisément cette formation à l'Ashgillien. Des calcaires, minces, sont parfois associés aux schistes troués. À l'Est du Mont-Hélène, une barre de quartzites gris à noirs, fins, plus ou moins lithiques, terminerait la séquence de l'Ordovicien supérieur (Pigetvieux, 1981).

L'Ordovicien supérieur du massif des Aspres, bien qu'il soit assez mal lisible dans son ensemble, est très comparable à celui des autres régions des Pyrénées ou des Chaînes catalanes (Robardet et Gutiérrez-Marco, *in* Gibbons et Moreno, 2002). Le Conglomérat du Caradoc (Conglomérat de Rabassa des Pyrénées centrales), quoique toujours azoïque, est rapporté au Caradocien, ce qui est cohérent avec l'âge de  $450 \pm 5$  Ma (limite Caradocien-Ashgillien) de la Porphyrite des Aspres sus-jacente ; c'est précisément l'âge de la Formation Cava, volcanogène et fossilifère, des Pyrénées centrales. Les schistes troués (Formation d'Estana des Pyrénées centrales) dateraient alors de l'Ashgillien moyen, les quartzites noirs sommitaux, par analogie avec le Quartzite de Bar des Pyrénées centrales, correspondant à l'Hirnantien.

## Silurien

**s. Silurien. Schistes versicolores, schistes noirs (ampélites), calcaires noirs.** Puissant d'une centaine de mètres, toujours très déformé, le Silurien des Aspres est identique à celui des régions voisines : il est à dominante de schistes noirs ampéliteux, avec de plus en plus de calcaires vers le haut. Très altérable, d'où les couleurs roses ou lilas très caractéristiques, et érodable, il est souvent masqué sous les éboulis du Dévonien calcaire sus-jacent ; il affleure cependant bien à Castelnou et le long de la D48 au NE du village, où il présente, du bas vers le haut une série assez complète :

- 10 m au moins de schistes lie-de-vin à nodules de calcaire brun, à rares graptolites du Llandovery ;
- 20-25 m de calcaires en plaquettes et de schistes noirs à bancs ou nodules calcaires, à conodontes, graptolites (*Monograptus sp.*), céphalopodes (*Orthoceras sp.*), bivalves, brachiopodes, crinoïdes, etc., datant le Wenlock et la base du Ludlow ;
- 20 m de schistes lilas à nombreux petits bancs et nodules calcaires, à conodontes du Ludlow ;
- des schistes lilas et des calcaires à entroques du Pridoli, surmontés par le Dévonien inférieur dont ils sont difficilement séparables.

D'autres coupes sont décrites dans Cavet (1957, p. 90-95).

## Dévonien

Dans les Aspres, le Dévonien inférieur-moyen est principalement constitué de calcaires massifs, souvent dolomités, les autres faciès étant subordonnés. Le Dévonien supérieur n'est connu que dans le Causse de Thuir et ponctuellement aux Pedreres (Ouest de Bouleternère). Comme ailleurs dans les Pyrénées, le Dévonien est très variable tant en épaisseur qu'en faciès.

**d1-2. Dévonien inférieur p.p. (Lockhovien-Praguien-Emsien inférieur). Calcaires noirs, dolomies grises, calcaires dolomitiques clairs. 1. calcaires dolomitiques (« marbre blanc »).** Dans le Causse de Thuir, on peut définir une première séquence constituée de trois termes, du bas vers le haut :

- des calcaires bleu noir à crinoïdes en petits bancs du Lockhovien, faisant transition avec le Silurien (< 10 m) ;
- des dolomies grises, azoïques mais certainement praguiennes (150-200 m) ;
- des **calcaires dolomitiques (« marbre blanc »)** (1), massifs ou lités, beiges à blancs, du Praguien (20 m).

Le « marbre blanc » constitue un bon niveau repère qui a également été identifié dans les massifs du Mont-Hélène, de Bouleternère et de Corbère-les-Cabanes, ce qui permet de séparer le Dévonien inférieur (dolomies grises) du Dévonien moyen. Dans le massif de Camélas (Saint-Martin), le Dévonien inférieur est constitué de calcaires à fin lacis schisto-siliceux brun à rouge-orangé (pseudo-griottes) surmontés de calcaires bleu gris (Dévonien moyen ?). Les calcaires et schisto-calcaires de l'écaille tectonique de Ravirou, au Sud du mas du même nom, ont pu être datés du Praguien – Emsien inférieur par la présence de six espèces d'ostracodes de cet âge (Llac *et al.*, 1994).

**d3-5. Dévonien moyen s.l. (Emsien-Givétien). Calcaires roux, calcaires à chailles.** Au Causse de Thuir, cette seconde séquence serait formée par, de bas en haut :

- des calcaires en plaquettes à patine roussâtre, probablement emsiens (30 m) ;
- des calcaires gris ou blancs, massifs, à chailles et polypiers siliceux, associés à de minces passées de calcschistes jaunâtres ou rosés, de l'Eifélien *s.l.* (80 m).

**d6-7. Dévonien supérieur (Givétien supérieur-Frasnien-Famennien). Calcaires beiges. 1. Calcaires « griotte » à goniaticites.** Le Dévonien supérieur a été identifié au Pedreres, à l'Ouest de Bouleternère (Martzluff *et al.*, 2009), et dans le Causse de Thuir, à la Garrigue, où l'on relève, du bas vers le haut :

- des calcaires fins à patine rousse en dalles, à tentaculites et conodontes du Givétien supérieur - Frasnien inférieur (30 m) ;
- des calcaires griotteux ocres, frasnien (20 m) ;
- des **calcaires « griotte » à goniaticites** (1), rouge brique, du Famennien inférieur (20 m) ;
- des calcaires fins, beiges, à joints stylolithiques, du Famennien moyen-supérieur (> 70 m).

d. **Dévonien indifférencié.** Dans les grands massifs centraux du Montner, de Calmeilles, Oms et Llauro, il s'agit certainement et principalement de Dévonien inférieur-moyen (dolomies praguiennes, calcaires à chailles eiféliens) plus ou moins complètement dolomitisé, épais (200-300 m ?). Les faciès de base lockhoviens seraient absents (du fait du décollement du Dévonien sur le Silurien) ou mal visibles, du fait du grand développement des éboulis. Les îlots de Saint-Ferréol, de Domanova, du Mas d'En Payrot et de la Calcine, et le petit massif de Corbère ont également été figurés en Dévonien indifférencié (d).

#### **Plutonisme hercynien du Westphalo-Stéphanien (env. 310-300 Ma)**

Le très abondant plutonisme finicarbonifère des Pyrénées est représenté, sur la feuille Céret, par trois ensembles bien distincts :

- au Sud-Est (feuilles Arles-sur-Tech et Argelès-Cerbère), dans le massif du Roc de France, des sills à rattacher à l'extrémité nord-orientale du **pluton de La Jonquera**, et dans le massif des Albères, des **corps leucogranitiques** visibles dans les terrains les plus métamorphiques ainsi que la moitié Ouest du **complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère** ;
- au Sud-Ouest, la partie nord du **pluton de Batère**, le Sud du pluton se trouvant sur la feuille Arles-sur-Tech ;
- au Nord-Ouest, une petite partie de la bordure Sud du **pluton de Millas** (voir feuilles Rivesaltes, Prades et Saint-Paul-de-Fenouillet), coupée par la zone de faille de la Têt.

Seules des indications très générales sont données dans cette notice. Pour plus de détails sur le magmatisme, on pourra consulter Debon *et al.* (1996, p. 439-441 et 448-452). Voir aussi Vilà *et al.* (2005) pour le massif des Albères, ainsi que les notices Argelès-Cerbère, Arles-sur-Tech et Prades.

Le **pluton de La Jonquera** est un laccolite intrusif dans la Formation de Canaveilles (feuille Arles-sur-Tech). Sur la feuille Céret, il n'est représenté que par des sills de granodiorites-monzogranites à biotite-hornblende développés à son toit, et qui interfèrent avec les tonalites et gabbrodiorites du **complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère** (feuilles Céret et Argelès-Cerbère). Ces corps plutoniques sont vigoureusement affectés par la mylonitisation tardihercynienne.

Les **leucogranites** du Nord du massif des Albères, stratiformes, sont étroitement liés à l'anatexie qui affecte ce domaine (« granites périanatectiques » d'A. Autran *et al.*, 1970).

Le **pluton de Batère** est également un laccolite intrusif dans la Formation de Canaveilles ; il montre une zonation verticale. 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 (feuilles Arles-sur-Tech et Céret) est monzogranitique, passant à des monzogranites porphyroïdes au toit, lequel est plus ou moins discordant sur l'encaissant. Latéralement et au Nord prédominent des faciès mafiques à intermédiaires (diorites mais aussi gabbros et tonalites) qui renferment de nombreux septa d'encaissant (cornéennes, marbres, etc.) ainsi que les principales mines de fer. Les deux parties principales du massif sont nettement séparées par une importante faille NE-SW, ce qui rend incertaines les relations chronologiques entre les monzogranites et les diorites. Au-dessus - au Nord-Est - du pluton se développe un cortège de filons et de petits corps de microgranites, en général NW-SE et parallèles au toit.

Le *pluton de Millas* s'est mis en place dans la Formation de Jujols sur laquelle il est nettement discordant, ce qui n'est pas perceptible sur la feuille Céret. Il correspond à un vaste massif d'allongement E-W tronqué au Nord par la faille nord-pyrénéenne et au SE, sur la feuille de Céret, par la faille de Prades. Il est constitué, du cœur vers la périphérie, d'un granite à mégacristsaux de feldspath potassique, de monzogranites à biotite assez sombres et de granodiorites à biotite-hornblende, seules ces dernières apparaissant sur la feuille Céret, où elles sont recoupées par des leucogranites alumineux à biotite-muscovite et quelques pegmatites. Des septa de cornéennes (schistes de Jujols) ont également été identifiés.

Une assez grande diversité de faciès a été distinguée sur l'ensemble de ces massifs. Certains sont propres à l'un des trois domaines, d'autres se rencontrent dans deux ou trois domaines. Les lettres A (Albères), B (Batère) et M (Millas) signalent la présence des différents faciès dans ces massifs.

**θπho. Gabbro à hornblende-biotite et cortlandite (ultramafite à hornblende-olivine en cumulats) (A).** Les ultramafites forment de très petits corps spatialement liés à des gabbros à hornblende, avec souvent une transition graduelle entre hornblendites, gabbros à hornblende et mélagabbros à hornblende. Roches denses et sombres on peut y reconnaître à l'œil nu de grands cristaux d'amphibole qui constituent près de 50 % du volume. En microscopie, la texture est de type hétéradcumulat où les amphiboles sont pœcilitiques et renferment les phases cumulus précoces, olivine (Fo 75-79), orthopyroxène (En 80-84) et spinelle. Les amphiboles sont souvent zonées chimiquement, avec des compositions de pargasite-édénite, hornblende-actinolitique et cummingtonite.

**η. Diorite en sills et dykes (A).** Un petit massif de diorite est figuré au SW des Chartreuses du Boulou.



**ηq. Diorite quartzique ± gabbro-diorite (A) (307 ± 1 Ma).** *Ce faciès est noté par erreur ηd sur la carte.* Le grain est grossier à sub-ophitique dans les gabbros à amphibole, et granulaire dans les tonalites. La composition minéralogique des roches mafiques et intermédiaires est : plagioclase (entre 60 % et 20 %), quartz (moins de 5 % dans certains gabbros à 17 % dans certaines tonalites), amphibole (25 % à 75 %) et biotite (moins de 15 %) ; les accessoires sont composés d'apatite, ilménite et épidote. Le plagioclase est automorphe à subautomorphe ; il est zoné avec des cœurs An<sub>92</sub> dans les gabbros et des bordures An<sub>40</sub> dans les diorites et tonalites. L'amphibole dominante est une hornblende magnésienne avec un rapport  $0,50 < \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) < 0,85$ . Elle forme des amas de cristaux xénomorphes à subautomorphes et montre des figures de zonation complexe. Les amphiboles calciques cohabitent avec des amphiboles magnésiennes ; les cummingtonites primaires montrent habituellement une couronne de Fe-tschermakite. La biotite, généralement associée à l'amphibole, est moins titanifère et plus alumineuse et magnésienne que par exemple les biotites du granite de Saint-Laurent-de-Cerdans-la-Jonquera (feuille Arles-sur-Tech). Le quartz est xénomorphe et interstitiel, tandis que le feldspath potassique est absent.

**θηF. Ferrogabbro-diorite (B).** Ce faciès constitue la majeure partie du Nord du massif de Batère. Il s'agit d'un ensemble très hétérogène comprenant gabbros (Pl. 1d), diorites dominantes et tonalites ; la taille du grain est également très variable, millimétrique à demicentimétrique. Les faciès dioritiques sont à plagioclase, amphibole et biotite ; localement on note la présence de porphyroblastes de taille demicentimétrique à centimétrique d'amphibole, grenat ou biotite, entourés d'une auréole feldspathique dépourvue de minéraux ferromagnésiens (Pl. 1a, b, c), comme on en connaît par exemple dans le massif du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech).

**ηθ. Diorite à biotite ou biotite-hornblende (± gabbro et granite), en sills (B).** Il s'agit d'une diorite assez claire à grain moyen (> 2 mm), à grandes amphiboles subautomorphes en baguettes trapues (0,5 cm) et à grandes plages de biotite mordorée répartie de façon hétérogène (Pl. 1e), observable sur la D43 au SW de la ferme la Casette et formant des sills dans les gneiss à proximité des marbres du Col de la Cirère.

**⁴γ⁵. Leucotonalite au toit des diorites ηθ (B).** Ces roches sont associées aux diorites ηθ, dont elles représentent une variante claire.

**γ<sup>3-4</sup><sub>bh</sub>. Monzogranite à granodiorite à biotite ou biotite-hornblende, en feuilletés (B, M), avec enclaves basiques abondantes (A).** Ce faciès forme la bordure externe du massif de Millas. Il est constitué de plagioclase (An<sub>35-45</sub> avec cœurs à 50-55 % An) avec des taches d'antiperthite, biotite, microcline et quartz tardifs ; titanite, ilménite, apatite et zircon sont les minéraux accessoires. Concernant le massif de Batère, ces roches (*notées sur la carte*

*Arles-sur-Tech* mais omises sur la carte Céret) sont décrites au plancher du pluton, en bordure de la carte Arles-sur-Tech où elles apparaissent à proximité des septa de marbres. Dans l'angle Sud-Est de la feuille, ces roches, formant des sills au toit du pluton de La Jonquera, sont à grain moyen, souvent très mylonitiques, et constituées 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 ; elles sont notées  $\gamma_{b-bh}^{3-4}$  sur la feuille Argelès-Cerbère et  $\gamma^{3-4}$  sur la feuille Arles-sur-Tech.

$M\gamma_b^3$ . **Monzogranite alumineux à biotite ± grenat (B) ou à biotite ± cordiérite et/ou muscovite (A).**  $M\rho\gamma_b^3$ . **Monzogranite à biotite (± grenat), porphyroïde (B, M).**

- Au-dessus des Bains du Boulou affleurent des monzogranites à grain grossier (notés  $M\gamma_b^3$  sur la carte), constitués de quartz, feldspath potassique en gros cristaux, plagioclase, biotite et muscovite.

- Dans le *massif de Millas* affleure à l'Est de Rodès contre la faille de la Têt un monzogranite porphyroïde ( $M\rho\gamma_b^3$ ) présentant une fabrique marquée par les biotites, les plagioclases et les phénocristaux de feldspath potassique.

- La partie sud du **massif de Batère** est constituée dans sa partie basale (feuilles Céret et Arles-sur-Tech) d'un monzogranite à biotite à gros grain (demicentimétrique), texture équare, homogène et isotrope ( $M\gamma_b^3$ ). 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. Toute la partie orientale et sommitale du pluton est constitué du même type de monzogranite mais porphyroïde ( $M\gamma_b^3$ ) ; un faciès analogue s'observe également dans le massif de Millas.

$\mu\gamma^3$ . **Microgranite à biotite non porphyroïde, en sills ou dykes (A).** Une occurrence de microgranite à biotite non porphyroïde est figurée au SE du Pic d'Estelle (angle sud-est de la carte).

$\rho\mu\gamma^3$ . **Microgranite à biotite porphyroïde, en dykes (B).** Au toit du *massif de Batère*, notamment à proximité du Col de Formantère et entre le Puig de l'Estelle et Valmanya, affleurent de nombreux filons présentant des faciès assez variés :

- des microgranites porphyriques (plutôt que porphyroïdes) à patine jauneverd, à phénocristaux (4-6 mm) de quartz, de plagioclase, de microcline et de biotite, et parfois d'amphibole (Pl. 1f) ; le quartz et le microcline sont parfois associés en micropegmatite ; la mésostase est constituée d'un agrégat microcristallin de quartz et de plagioclases et présente parfois un aspect fluidal autour des phénocristaux (Chevalier, 1975) ;

– des leucogranites à grain fin, de teinte blanc verdâtre à patine rougeâtre formant dans les schistes des masses bien visibles, à petits grenats, biotite en taches ou petites miaroles millimétriques à demicentimétriques contenant du quartz prismatique, de la muscovite et de l'albite en tablette.

$L\gamma^2$ . **Leucogranite alumineux à biotite-muscovite, petits phénocristaux de feldspath potassique et restites à muscovite-biotite-sillimanite, en stocks et filons (M)**. Ce faciès a été décrit sous le nom de *granite de Rodès* (Messaoudi *et al.*, 1993 ; notice Prades). Dans un fond finement grenu flottent de nombreux cristaux rectangulaires de 1 à 2 cm de long de feldspath potassique (microcline) et des enclaves restitiques à biotite-sillimanite de même taille. Ces leucogranites forment des filons métriques à hectométriques orientés N080°E, subverticaux, très tardifs, recoupant la foliation des granodiorites encaissantes.

$L\gamma^2$ . **Leucogranite alumineux à biotite-muscovite (A, B)**.

- Dans le *massif des Albères* se rencontrent des filons verticaux de leucogranite alumineux à biotite-muscovite orientés N100°E ou des masses irrégulières de même direction dont la taille peut être plurihectométrique ; ils forment aussi des petits corps métriques à centimétriques, concordants, dont la connexion avec les migmatites est évidente sur le terrain (passage progressif aux leucosomes des migmatites lit par lit, etc.). 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 le feldspath potassique, le plus abondant, sous forme de microcline perthitique automorphe, puis le plagioclase albitique et le quartz ; biotite, muscovite, grenat, cordiérite et tourmaline sont accessoires (voir compléments dans la notice Argelès-Cerbère).

- Dans le *massif de Batère*, vers le Pla de Jègues, ont été figurés quelques filons leucogranitiques.

**P. Pegmatite à biotite-muscovite, en filons (M, A)**. Dans le massif de Millas, des filons d'aplopegmatite à tourmaline, associés aux leucogranites  $L\gamma^2$ , recoupent tous les faciès avec une direction variant de E-W à N050°E. Ils possèdent une structure rubanée définie par la taille du grain et par les lits à tourmaline. Dans le massif des Albères (angle sud-est de la carte), les filons E-W de pegmatites sont à rattacher aux faciès leucogranitiques décrits dans le paragraphe précédent et dont ils n'ont pas toujours été séparés (voir notice Argelès-Cerbère).

**μη. Microdiorite à biotite-hornblende, en filons (B).** Des filons de microdiorites quartziques à biotite-hornblende se rencontrent localement, par exemple dans la vallée du Riu Ferrer dans l'angle sud-ouest de la carte.

**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 (pour plus de détails, voir la notice Prats-de-Mollo).

**Géochimie des granitoïdes hercyniens.** Le pluton de Batère est parfois considéré comme le prolongement de celui de La Jonquera simplement décalé par le jeu de la zone de faille du Tech (Lagarde, 1978). Cependant, à la fois pétrographiquement et géochimiquement, ces deux massifs sont bien différents : le pluton de La Jonquera est de nature calco-alcaline potassique ferrifère tandis que le pluton de Batère est alumineux ferrifère. Le monzogranite de Batère se distingue également par un rapport initial du Sr plus élevé (Cocherie, 1984) que pour le massif de La Jonquera, et les roches mafiques associées n'ont pas la même origine : celles de Saint-Jean-de-l'Albère sont magnésiennes et d'origine mantellique avec une contamination variable, tandis que les gabbro-diorites de Batère sont ferrifères (les orthopyroxènes peuvent atteindre 72 mol.% de ferrosilite) et isotopiquement équilibrés avec les granodiorites.

Selon F. Debon *et al.* (1996) le pluton de Millas est de nature calco-alcaline, magnésienne à ferrifère. Le granite central (alumineux et ferrifère) et les monzogranites (calco-alcalins) trouveraient leur origine dans l'anatexie de roches proches des gneiss du Canigou, alors que les roches mafiques (calco-alcalines magnésiennes) seraient d'origine mantellique (Laffont, 1971 ; Joly, 1982).

**Âge des granitoïdes hercyniens.** À l'exception d'un âge à  $307 \pm 1$  Ma pour une diorite du complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère prélevée sur la feuille Argelès-Cerbère (voir cette feuille) en limite de la carte Céret (voir l'annexe géochronologie), aucune donnée géochronologique nouvelle sur le magmatisme hercynien n'ayant été acquise sur la feuille Céret, on se contentera ici de reprendre dans les grandes lignes ce qui est exposé dans les notices des feuilles voisines, ainsi que dans Denèle *et al.* (2014) et dans B. Laumonier *et al.* (2014). Trois groupes d'âges sont avancés pour le plutonisme : des âges anciens, supérieurs à 310 Ma et jusqu'à 320 Ma (Westphalien), voire 340 Ma (Viséo-Namurien) ; des âges intermédiaires, finicarbonifères, entre  $\sim 309$  et  $\sim 299$  Ma (Westphalien D, Stéphanien et Autunien inférieur), les plus nombreux ; des âges plus récents, de  $\sim 295$  à  $\sim 290$  Ma. Les premiers sont problématiques au regard de l'évolution sédimentaire et tectonique carbonifère (*cf. infra*), les derniers ne sont pas toujours convaincants. Il apparaît donc que le plutonisme, en tout cas la plus grande partie, s'est déroulé au Stéphanien *s.l.*, débutant par des intrusions mafiques (par exemple, les diorites de Saint-Jean-de-l'Albère,  $307 \pm 1$  Ma, voir

notice Argelès-Cerbère), se poursuivant par les grands plutons granitiques (vers ~ 305-301 Ma) et s'achevant par des leucogranites et des pegmatites (vers ~ 299 Ma). Rien ne s'oppose à ce que le plutonisme de la feuille Céret s'inscrive dans ce schéma.

### MÉSOZOÏQUE ET PALÉOCÈNE

Le « bassin d'Amélie-les-Bains », à cheval sur les feuilles Céret et Arles-sur-Tech, est constitué de terrains posthercyniens du Trias et du Crétacé supérieur - Paléocène reposant sur le socle hercynien de l'unité du Canigou et préservés sous le chevauchement des Aspres. Le Trias est surtout développé aux environs de Montbolo (feuille Céret). Le Crétacé supérieur (Santonien-Maastrichtien) - Paléocène forme le « synclinal d'Amélie-les-Bains », à l'Est de cette localité (feuille Arles-sur-Tech) ; sur la feuille Céret, en rive droite du Tech, seul le Campanien-Paléocène affleure, le contact transgressif du Crétacé sur le Trias n'étant pas visible. Le Trias est également connu immédiatement au Sud de Céret. Pour une description détaillée de ces terrains, voir : Autran *et al.* (1958) ; Casteras et Auriol (1958a, b) ; Guitard et Ricour (1958) ; Papa (1984) ; Fréchengues *et al.* (1992) ; Casas et Torrades (2010) ; notice Arles-sur-Tech. Le Trias présente le classique faciès germanique tripartite (Buntsandstein continental, Muschelkalk laguno-marin, Keuper lagunaire). Le Crétacé supérieur est marin et passe vers le haut à l'ensemble continental d'âge Maastrichtien supérieur à Thanétien connu dans les Pyrénées sous le nom de Garumnien.

#### t3. **Conglomérats, grès, pélites lie-de-vin (Anisien : Buntsandstein).**

Le Trias débute par des grésopélites rouges intercalées de conglomérats chenalisants à éléments siliceux (quartzites, quartz blanc) et schisteux, voire carbonatés (40 m environ), passant vers le haut à des argilites versicolores, des marnes dolomitiques et des marnes gréseuses (15 m environ). Cet ensemble, classiquement appelé Permo-Trias, est aujourd'hui attribué entièrement au Trias inférieur-moyen, peut-être même au seul Trias moyen (Anisien).

#### t3-5. **Dolomies, calcaires, marnes (Anisien - Carnien inférieur :**

**Muschelkalk).** Puissant d'environ 80 m, le Muschelkalk est formé de deux barres calcaro-dolomitiques grises séparées par des marnes. Du fait des répétitions tectoniques, il constitue la plus grande part du Trias de la rive gauche du Tech. La succession est la suivante, du bas vers le haut :

- dolomies claires et sombres, noires au sommet (30 m) ;
- marnes jaunâtres à gypse, cargneules (15 m) ;
- calcaires variés, dolomitiques au sommet (40 m).

Cette séquence est très fossilifère. Des brachiopodes, des foraminifères benthiques, des dents de vertébrés et même un petit reptile sauroptérigien (*Pachypleurosaurus* sp.) découvert dans la barre supérieure, permettent de rapporter ce Muschelkalk au Ladinien *s.l.* (Anisien supérieur à Carnien inférieur).

**t5-6G. Calcaires argileux, argiles, gypses (Carnien supérieur - Norien : Keuper).** Ce terme, d'épaisseur indéterminée, est constitué de calcaires plus ou moins argileux, de marnes et d'argilites à quartz bipyramidés de couleur jaune dominante, de cargneules et de gypse en lentilles. Intensément déformé, azoïque, le Keuper est rapporté au Carnien supérieur (?) et au Norien. Au Sud de Céret, le Keuper est essentiellement représenté par des gypses se disposant selon une bande NW-SE qui sépare deux masses de calcaires et dolomies, et qui ont été exploités au XIX<sup>e</sup> siècle.

**C5-6. Grès, argiles, calcaires gréseux à lumachelles (Campanien ? - Maastrichtien inférieur).** Surmontant une séquence transgressive grésocalcaire à rudistes du Campanien (feuille Arles-sur-Tech) se développe une séquence, essentiellement maastrichtienne, puissante d'environ 250 m et constituée de trois termes, du bas vers le haut :

- des marnes noires gréseuses à nodules calcaires ;
- une alternance de grès et de calcaires gréseux sombres, de lumachelles à huîtres (*Ostrea verneuilli*) et de marnes sombres (environ 150 m) ;
- des marnes noires ou verdâtres (environ 50 m) passant progressivement au Garumnien.

**C6-e3. Marnes à *Microcodium* (Maastrichtien supérieur - Paléocène : Garumnien).** À peine visible sur la feuille Céret, le Garumnien continental est représenté par des marnes fluviatiles rouges à *Microcodium* et des calcaires lacustres à palustres noduleux<sup>1</sup>.

## NÉOGÈNE ET QUATERNAIRE

La feuille Céret expose l'ensemble des terrains sédimentaires néogènes qui remblaient le fossé du Roussillon et l'extrémité orientale du fossé du Conflent, ainsi que les nappes alluviales quaternaires qui les recouvrent assez largement. Les conditions d'affleurement sont beaucoup plus favorables que sur les feuilles Argelès-Cerbère, Prades, Rivesaltes et Perpignan, où les séquences

---

<sup>1</sup> Selon P.-J. Combes *et al.* (2003) et B. Peybernès *et al.* (2014), des micro- et des nannofossiles marins d'âge dano-sélandien (Paléocène) seraient conservés dans des remplissages de poches karstiques affectant les marbres de Canaveilles et les calcaires triasiques des environs de Montbolo, ce qui aurait comme conséquence, notamment, la quasi-absence de déformations post-crétacées, tout ceci ayant été contesté par J. Canérot *et al.* (2006) pour qui les remplissages sont essentiellement quaternaires et continentaux.

sédimentaires sont en général beaucoup moins complètes, à l'exception des étagements de nappes alluviales quaternaires de la Têt. On s'est efforcé de conserver des notations voisines de celles des feuilles déjà publiées, ce qui n'a pas toujours été possible pour des questions de chronologie, en particulier pour le Quaternaire alluvial (feuille Rivesaltes, Berger *et al.*, 1993 ; feuille Perpignan, Clauzon *et al.*, 1989 ; voir fig. 5).

### Terrains non affleurants

Le seul sondage profond du secteur qui descende sous la base du Pliocène est le vieux forage dit de Ponteilla, réalisé au début du XX<sup>e</sup> siècle (Mengel, 1934, *in* Bourcart, 1947). Il n'a pas atteint le substratum paléozoïque mais recoupe sur 274 m, entre 446 et 720 m de profondeur, une série sédimentaire détritique continentale à niveaux sableux et caillouteux (des galets roulés de granite et même « un bloc quartzeux de plus de 2 m ») sont signalés en particulier dans la partie supérieure) alternant avec des lits d'argiles rouges ou jaunâtres et de marnes bleues, vertes et grises. Ces faciès semblent les homologues exacts de ceux, miocènes, visibles à l'affleurement dans le bassin de Céret (m<sub>1-2V</sub>, m<sub>1-2LR</sub>, m<sub>1-2T</sub>) et que l'on a désignés sous le nom de Série rouge inférieure (Calvet, 1986b, 1996). Des couches similaires, de faciès plus distal, existent aussi dans le sondage d'Elne (feuille Argelès-Cerbère), où apparaît entre 467 et 2 070 m une série continentale épaisse, argilo-sableuse et de teinte bariolée, rouge, brune, ocre et grise, surmontée entre 467 et 365 m par du Miocène moyen marin, attesté par des foraminifères et des lamellibranches à 467 m. La série continentale surmonte des argiles, des marnes ligniteuses et des grès fins à empreinte de *Cinnamomum*, entre 2 070 et 2 222 m, profondeur où le socle paléozoïque a été atteint (Gottis, 1958). Un travail récent (Duvail *et al.*, 2000) donne une nouvelle description détaillée du forage d'Elne (pour plus de détails, voir notice Argelès-Cerbère) ; la série continentale entre 467 et 1 972 m est attribuée à l'Aquitano-Burdigalien, avec une alternance de faciès fluviaux et de plaine d'inondation, quelques passées palustres, des traces de pédogenèse et des encroûtements carbonatés blanchâtres fréquents ; la série inférieure, sur la base des faciès sédimentaires mais en l'absence de tout critère biologique, correspond à un environnement de baie proximale à distale, laguno-lacustre à sa base. Une discordance angulaire est documentée à 1 972 m de profondeur au toit de la série inférieure, encore dans les séries continentales, tant en sismique par le pendage des réflecteurs de la série inférieure, que par les pendages à 15 et 25° relevés sur les carottes du sondage. Initialement rapportée au Crétacé supérieur et/ou à l'Éocène inférieur, cette série est maintenant attribuée à l'Oligocène, probablement, et à un épisode de rifting précoce, sauf l'extrême base (2 201-2 222 m) qui pourrait être triasique.

## Néogène

Les épaisses séries détritiques qui remblaient les fossés d'effondrement du Roussillon et du Conflent représentent pour l'essentiel le Néogène, mais la présence d'Oligocène pour certains faciès en position basale ne peut pas être exclue (*cf. supra*, terrains non affleurants). Dans le domaine émergé, les éléments de datation d'ordre paléontologique sont ténus ou absents pour les séries miocènes ou plus anciennes ; elles vont être décrites par faciès, bassin par bassin. Par contre, la série pliocène forme un ensemble homogène, dont la géométrie et la chronologie sont bien connues.

### Terrains oligocènes et miocènes

#### • **Terrains continentaux du massif des Aspres**

**Rm. Alluvions siliceuses résiduelles, sablo-caillouteuses, piégées dans le karst du plateau de Castelnou et associées à des gisements de petits mammifères de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur.** Des galets épars de schistes gréseux, de quartzites et même de gneiss compact se rencontrent sur le plateau karstique de Thuir-Castelnou. Localement ces alluvions apparaissent piégées au sein d'une matrice rouge très calcifiée, associée à des sables siliceux, dans les fentes du lapiaz superficiel. Ces matériaux renferment dans le secteur du Roc de Majorque, au sommet à 440 m et en particulier sur son versant Ouest entre 390 et 440 m, quatorze gisements à petits mammifères (listes fauniques complètes pour les gisements miocènes dans les publications citées *infra*) du Quaternaire ancien (2), du Pliocène (2), du Miocène supérieur (3), moyen (5) et inférieur (1), et de l'Oligocène supérieur (1) (Calvet, 1996). Les petits galets schisteux et quartzeux, jusqu'à 4-5 cm, sont présents à l'Oligo-Aquitainien, mais aussi dans le Miocène moyen ; il existe aussi des galets calcaires roulés ou des éclats anguleux d'origine locale, une charge abondante de sables fins à grossiers et souvent d'abondants pisolites ferrugineux brun rouille. Cet ensemble de sites d'âge très divers, étroitement enchevêtrés ou juxtaposés dans une tranche de roche de 40 m, implique une très grande stabilité du plateau calcaire, qui n'a perdu qu'une tranche minime de matière depuis 26 Ma (Aguilar *et al.*, 1991a, b, 1994, 1995).

**Rp. Remplissages karstiques à petits rongeurs pliocènes du Mont-Hélène.** Le site à rongeurs est situé sur la marge ouest du petit plateau à 760 m. C'est une fissure karstique longue d'une dizaine de mètres, localisée sur des fractures NW-SE, à remplissage d'origine locale, terra rossa cimentée par la calcite et débris calcaires locaux, anguleux et de taille centimétrique à millimétrique. La faune est très riche (Aguilar *et al.*, 1986 ; Aguilar et Michaux, 1984), avec des Muridae (9 espèces dont *Apodemus cf. jeanteti* et *A. dominans*, une nouvelle espèce *Occitanomys montheleni*, un matériel très abondant de *Stephanomys cf. donnezani*, etc.), des Cricetidae (2 : *C. cf. Angustidens*,



*Blancomys neglectus*), des Gliridae (3) et Trilophomyidae (1). La faune serait un peu plus récente que celle de Perpignan - Serrat d'en Vaquer et placée vers 3,5 à 3 Ma (zone MN 15).

#### • **Terrains continentaux du fossé du Roussillon**

g-m. **Brèche carbonatée syntectonique, rouge orangé, dite de Thuir, à éléments calcaires dévoniens et schistes des Aspres (Oligocène à Aquitanien probable, contemporaine de l'ouverture du fossé du Roussillon)** (100 m). Cette formation doit son appellation traditionnelle de « brèche de Thuir » à sa cimentation et à l'allure peu émoussée de ses clastes calcaires. Il s'agit pourtant d'un authentique dépôt torrentiel de piémont, très proximal, formant d'épais chenaux caillouteux plurimétriques à base ravinante sur des interbancs limoneux minces ; les blocs et galets sont émoussés et leur provenance relativement lointaine car ils comportent une fraction assez abondante de schistes gréseux, quartz et quartzites issus des séries schisteuses des Aspres ; la matrice fine est souvent abondante dans les lentilles caillouteuses, indiquant des écoulements boueux. La teinte d'ensemble est rouge clair à orangé, ce qui la distingue nettement du Pliocène détritique bordier, toujours plus rutilant. La coupe de la D48 dans le ravin de la Guille montre le passage du Pliocène limono-argileux à faciès de plaine d'inondation (gisement à rongeurs du stand de tir) au Pliocène rutilant à éclats calcaires, qui à la cote 200 vient reposer en discordance sur la brèche orangée beaucoup plus massive et à léger pendage de 4 à 5° W. Le contact avec le Dévonien dans le ravin situé à l'Ouest de la carrière correspond à une faille N100°E à jeu synsédimentaire enregistré dans les bancs de base de la brèche (Leclerc, 2000) ; par contre le substrat réapparaît irrégulièrement au Nord vers le Roc de Masquarell et le dispositif d'ensemble pourrait suggérer une discordance de ravinement, une paléovallée incisant la bordure des Aspres ensuite comblée par la brèche. On ne retiendra pas cette hypothèse ni un âge miocène supérieur pour cette formation, car on ne comprendrait pas alors la conservation des gisements de rongeurs dans le karst s'il avait été défoncé par un canyon et soumis nécessairement à des phénomènes de débouillage et d'érosion. Il est plus logique d'associer la brèche aux premiers stades d'ouverture du fossé du Roussillon, entre l'Oligocène supérieur et l'Aquitainien.

Les formations notées m1-2V, m1-2LR, m1-2T constituent la Série rouge inférieure du bassin de Céret. Cette puissante série détritique continentale, longtemps passée inaperçue, est régulièrement basculée de 20 à 35° au SE et se suit en continu de la bordure sud des Aspres jusqu'au front nord des Albères. S'il n'y a pas de failles contraires redoublant la série au centre du bassin, son épaisseur totale peut dépasser 2 km compte tenu de la régularité de ses pendages. On a déjà indiqué que des corrélations évidentes de faciès peuvent être faites avec les sondages profonds de Ponteilla et surtout d'Elne, ce qui date cette formation du Miocène inférieur, de l'Aquitainien et du Burdigalien, peut-être

même *pro parte* de l'Oligocène (par équivalence avec la brèche de Thuir). La parenté de faciès est nette aussi avec les Arkoses de Marquixanes en Conflent. Ces conclusions chronostratigraphiques étaient déjà acquises dans la thèse de J. Magné (1978). La caractéristique la plus évidente de la série est la couleur rouge brique, qui peut varier parfois d'un rouge rutilant presque lie-de-vin à un marron brun plus discret. Ces teintes sont associées aux bancs riches en fines, qui constituent l'essentiel de la série et représentent des faciès de plaine d'inondation. Les chenaux conglomératiques doivent à leur matrice une teinte plutôt marron clair à ocre. Les niveaux sableux ou sablo-argileux sont plutôt gris à gris bleuté ; ces teintes propres à des conditions réductrices peuvent marbrer de taches ou de lamines plus ou moins denses les faciès argileux rouges (*sables tricolores* des anciens auteurs). La présence de carbonates diffus, en abondance très variable, est générale jusque dans les bancs de conglomérats siliceux, ce qui différencie cette série du Pliocène torrentiel sus-jacent. Ce sont des taches blanchâtres, parfois rassemblées en encroûtement en grille dans les fissures, ou plus rarement un véritable poudingue compact dans les lentilles de galets, et parfois un banc marneux ocre jaune dans les faciès fins. Les faciès sont ceux d'un piémont détritique fluvio-torrentiel subsident, avec un empilement de séquences élémentaires métriques à décamétriques : cicatrices basales de ravinement sur les faciès argileux rouges, en général de faible amplitude ; lentilles grossières de galets et graviers dans une abondante matrice, pouvant montrer des stratifications obliques ; passage progressif vers le haut à des lits horizontaux sablo-graveleux, parfois assez bien triés, puis à des bancs plus riches en limons et à litages plans peu nets ; puis enfin faciès argilo-sableux de débordement, d'abord riches en sables arkosiques grossiers, puis plus purs au sommet avec parfois de fines lamines de décantation. Aux chenaux franchement fluviaux s'ajoutent des épandages en lentilles plates très étalées, épaisses de quelques décimètres, très hétérométriques et à clastes à peine émoussés, qui signalent des écoulements boueux de type *debris flow*, souvent directement interstratifiés dans les faciès de plaine d'inondation. Les caractéristiques sédimentologiques sont très homogènes : les chenaux offrent des courbes cumulatives de style parabolique assez redressées et les épandages un dépôt en vrac et très rarement une esquisse de triage. Les minéraux argileux sont essentiellement des montmorillonites (50 à 75 %) associées à l'illite et à la kaolinite. Les sables dérivent d'arènes relativement peu évoluées, avec 50% de quartz, beaucoup de grains polyminéraux, des feldspaths potassiques et des plagioclases, et une fraction variable de débris schisteux.

La Série rouge peut être subdivisée en trois ensembles de formations, sur la base du calibre des blocs et galets, de la proportion des chenaux grossiers, de la provenance et de la composition pétrographique des clastes.

**m1-2V. Formations continentales rouges de Vivès, Mas Marty, Céret : faciès fluviaux à torrentiels d'un paléo-Tech (Miocène inférieur probable), sans gneiss œillés** (1 200 m environ). Les

caractéristiques essentielles de cette formation sont son organisation granodécroissante et la composition des apports détritiques, où toutes les roches du Vallespir sont représentées (rares marbres, grès du Trias, granitoïdes, schistes et micaschistes pour 60 à 80 %, gneiss fins). Seuls manquent les gneiss œillés G2 du Canigou et du Roc de France, ce qui implique que ces deux dômes métamorphiques étaient à peine écorcés par l'érosion, qui déblayait essentiellement les enveloppes micaschisteuses et les granites stratoïdes, écornant à peine les gneiss les plus externes de type G1. Les 400 premiers mètres sont extrêmement grossiers, avec un faciès de cône proximal à gros chenaux caillouteux beaucoup plus abondants que les épandages fins. Les blocs émoussés de 0,5 à 2 m sont fréquents à la base et au cœur de la série ; ils atteignent encore 1 m vers le sommet. Les premiers affleurements sont en amont de Vivès, sur la piste de la Creu de Foust, avec de nombreux blocs de poudingue du Trias, de quartz et de granite ; la suite de la série s'observe au fond du ruisseau de Vivès, entre le pont à l'aval du village et dans le ravin situé juste au Nord du pc 187. Le massif des Aspres n'a en rien contribué à cette sédimentation de piémont, qui d'évidence en a fossilisé au moins toute la moitié sud. La suite de la formation, plus en aval et jusqu'au pont du chemin de fer, présente des faciès nettement moins grossiers, sur 500 m d'épaisseur. Les chenaux fluviaux deviennent subordonnés aux épandages fins, les blocs ne dépassent pas en général 30 cm, les galets (médiane vers 5-10 cm) sont mieux roulés et les lentilles sableuses à sablo-graveleuses assez bien triées sont beaucoup plus importantes. Pourtant dans la masse des faciès rouges de débordement, entre les chenaux fluviaux, s'interstratifient de plus en plus des épandages boueux non triés, à clastes peu émoussés, en lentilles plates à bords diffus. Ces faciès deviennent dominants dans les couches de Mas d'En Marty, en rive gauche du Tech (visibles sur plus de 100 m d'épaisseur), ainsi qu'en rive droite en aval de Céret (coupes de Mas Alavall). Les fines argilo-sableuses rouges régulièrement litées, marbrées de taches grises, occupent ici une place presque exclusive ; les chenaux ravinants à galets roulés sont très rares et peu épais. Les faciès d'épandages caillouteux en lentilles plates, épaisses de quelques décimètres, à bords diffus et clastes anguleux ou à peine émoussés, peu grossiers (2-10 cm), sont très dominants. Des graviers se dispersent aussi dans la masse argileuse qui peut emballer ponctuellement de rares blocs isolés, de 50 cm, de granite ou de calcaire brun.

**m1-2LR. Formation continentale rouge de Lo Regatiu, torrentielle, à galets de gneiss œillés très abondants, issue d'un paléo-Tech et superposée à m1-2V (Burdigalien probable assimilable à la formation de la Lentilla)** (300 m au minimum). Ces dépôts marquent à la fois un changement de style des écoulements et de provenance des matériaux. Le faciès est à nouveau de type fluvio-torrentiel très grossier, à chenaux plurimétriques de gros galets et de blocs roulés pouvant atteindre 0,5 à 1 m, dans une matrice arkosique ocre, alternant avec des faciès de plaine alluviale subordonnés, limons argileux rouge orangé clair à taches d'hydromorphie,

coupés de petits chenaux sableux très étalés. Les chenaux caillouteux sont formés de décharges successives en bancs subparallèles, avec localement quelques interlits limono-sableux ou graveleux décimétriques ; les stratifications obliques, rares, restent peu pentées. La composition pétrographique montre la prépondérance en volume des gneiss œillés type G2, plus du tiers des galets, toujours pluridécimétriques comme d'ailleurs les granites (15 %), alors que les galets de schistes et micaschistes (40 %) sont toujours de taille beaucoup plus réduite. Cela implique que l'érosion a atteint le noyau gneissique du dôme métamorphique, qu'elle démantèle activement, à l'image d'ailleurs des Formations de la Lentilla et d'Escaro en Conflent ; cela justifie la corrélation chronologique proposée. Ces faciès, en raison de leur composition riche en gneiss, ont été parfois placés dans le Pliocène continental (Clauzon *et al.*, 1982, 2015 ; Clauzon, 1990). Pourtant ils partagent toutes les caractéristiques de la Série rouge miocène : litage à toutes les échelles, alternance régulière de chenaux et de faciès de plaine d'inondation, teinte rouge brique des bancs fins, présence systématique de carbonates dans les matrices, kaolinisation poussée des granites, voire parfois des gneiss, qui sont totalement pulvérulents alors que cela n'est jamais le cas dans le Pliocène. Par ailleurs, de Mas Forcade à Mas Alquier, le Pliocène basal vient recouvrir ces couches en discordance angulaire nette. Le contact entre m1-2V et m1-2LR n'est jamais visible ; toutefois, compte tenu de ses pendages très réguliers, la Formation de Vivès – Mas Marty passe nécessairement sous celle de Lo Regatiu. Cette dernière a son type pris dans les berges de la rive droite du Tech, en amont du pont de Saint-Jean-Pla-de-Corts ; à l'aval elle affleure jusqu'à Mas Forcade et à l'amont sous Bellevue en rive droite du Tech, et à Mas Paillot en rive gauche ; vers le Sud les derniers affleurements visibles sont à 500 m au Sud de Villargeil. Ses pendages sont cohérents avec ceux de la série précédente, mais en général plus faibles (10 à 20°), aussi on ne peut exclure un contact discordant.

**m1-2T. Formation continentale rouge de Mas Trompette – Maureillas, faciès à éléments mal roulés et à mégablocs issus des Albères et passant latéralement à m1-2LR et m1-2V (Miocène inférieur probable)** (650 m au minimum). Ce sont des apports latéraux très grossiers issus des Albères. Les couches de Maureillas, toujours basculées au SE, pourraient occuper une position stratigraphique supérieure aux couches de Lo Regatiu, mais le masque des terrains quaternaires ne permet pas de voir les raccords. Le long du Tech par contre, entre Mas Forcade et le pont de l'autoroute, le passage paraît se faire en continu et latéralement. Les couches de Maureillas affleurent en particulier le long de la Rome (Pont Rouge, 1 000 m au NE de Maureillas). Ce sont d'épaisses séquences argilo-sableuses presque lie-de-vin, en bancs réguliers et structures planaires, avec localement des cimentations calcaires blanchâtres, mais aussi des lits de nodules. Les décharges caillouteuses en lentilles plates ont un faciès de *debris flow*, avec des blocs en désordre parfois métriques, plus fréquemment décimétriques, anguleux ou à peine émoussés. La provenance en est le massif granitique de La Jonquera, avec

ses enveloppes schisteuses et quelques fragments d'un grès pélitique rouge qui suggère l'existence locale de Trias ou de Garumnien. Les couches du Boulou et des collines des Mas Trompette se caractérisent par leur richesse bien plus grande en éléments grossiers, dont la composition devient presque exclusivement schisteuse vers Montesquieu, sur la feuille Argelès-Cerbère. Au Boulou, la Série rouge est encore bien reconnaissable, avec ses épais interlits rouges argilo-sableux et arkosiques ; mais les chenaux grossiers épais de plusieurs mètres renferment en abondance des blocs métriques de schistes, micaschistes, gabbrodiorites et cipolins, issus de l'enveloppe paléozoïque des gneiss et migmatites des Albères. Dans les collines des Mas Trompette, les interlits argileux deviennent rares et très minces et les chenaux torrentiels presque exclusifs ; mais on retrouve toujours les cimentations carbonatées. L'ensemble de la série est redressée de 30° jusqu'à la verticale contre la faille bordière, ce qui permet d'apprécier une épaisseur totale de plus de 650 m et de mettre en évidence une nette évolution de la base au sommet. À la base, les bancs argileux sont encore assez fréquents et les apports grossiers faits essentiellement de schistes épimétamorphiques, associés à quelques granitoïdes sombres, pegmatites et débris de leucogranites. Ce sont toujours des galets usés, voire roulés, et jamais des brèches d'écroulement, même au contact de la faille. Dans la partie médiane le faciès torrentiel devient beaucoup plus grossier et homogène, avec quelques blocs cyclopéens (1 à 3 m), émoussés, de granodiorites noyés dans la masse des galets schisteux. Vers le toit de la série les blocs métriques deviennent plus nombreux (coupes du ravin de Mas d'En Serre) et quelques gneiss migmatitiques apparaissent. Vers le Nord, le passage latéral aux faciès distaux doit cependant être très rapide car en rive gauche du Tech la Série rouge réapparaît sous le Pliocène marin avec son faciès classique d'argiles et sables arkosiques tricolores.

#### • **Terrains continentaux du fossé du Confluent**

Ils affleurent surtout sur la feuille Prades (Guitard *et al.*, 1992), aussi on se bornera ici à une rapide description. Les dénominations traditionnelles sont dues à A.-J. Pannekoek et son équipe (Oele *et al.*, 1963). Dans le secteur de Vinça, ces terrains se distinguent nettement du Pliocène sus-jacent, toujours très tabulaire, par une déformation généralisée en synclinal.

**m1M. Arkoses de Marquixanes (Aquitaniens).** Alternances sablo-argileuses à niveaux encroûtés et brèches à blocs granitiques. (200 à 400 m). Ces matériaux, issus du massif granitique de Millas immédiatement au Nord, reposent en discordance sur le socle à Eus (feuille Prades) et leur épaisseur augmente d'Est en Ouest. La ressemblance est nette avec les faciès dits « tricolores » du secteur de Vivès dans le bassin de Céret (*cf. supra*), avec une alternance de bancs argilo-limoneux bruns à rougeâtres, de passées sableuses gris bleuté et d'encroûtement calcaires blancs en nodules ou en grille dans les fentes de dessiccation. Les apports détritiques grossiers sont anguleux ou mal

roulés, avec des lentilles très grossières de blocs granitiques parfois plurimétriques (talus de la N116 au NW du pont sur le Rigarda) ; la proximité immédiate du socle granitique sous le bassin est attestée dans ce secteur oriental par un petit affleurement de granite écrasé, dans la colline de Conillac. L'âge aquitainien est présumé en raison de la position de ces couches immédiatement sous la Formation de la Lentilla, qui leur succède en parfaite concordance.

**m1-2C. Formation de Codalet, apports latéraux rutilants à matériaux schisteux (secteur de Rigarda) issus des Aspres, interstratifiés dans la Formation de la Lentilla et les Arkoses de Marquixanes (Aquitano-Burdigalien) (400 m).** Ces matériaux rouge assez vif sont alimentés directement par le massif schisteux des Aspres et forment des faciès torrentiels de piémont très proximaux passant sous la Formation d'Escaro et latéralement à la Formation de la Lentilla (feuille Prades), ce qui permet de les distinguer de leurs équivalents pliocènes. Les blocs atteignent 50 cm à 1 m ; les galets sont souvent imbriqués, en grosses lentilles plates à base peu ravinante. Dans les coupes de Rigarda, des alternances de passées très rouges et plus grises suggèrent le décapage rythmé et alterné d'altérites rutilantes, rapidement formées dans le contexte chaud et humide du Burdigalien ancien (Calvet, 1996), et de leur substrat schisteux encore peu évolué. La présence de rares blocs exotiques de grès lie-de-vin à graviers quartzeux, qui existent aussi dans la Formation de la Lentilla, suggère le démantèlement d'un Trias similaire à celui d'Amélie-les-Bains, aujourd'hui disparu.

**m2L. Formation fluvio-torrentielle de la Lentilla : apports d'une paléo-Têt à galets de gneiss œillés (Burdigalien ancien daté vers sa base par la faune de mammifères d'Espira-de-Conflent) (200 à 400 m).** Cette formation affleure à peine sur la feuille Céret, en limite de la feuille Prades à l'Ouest de Vinça et ponctuellement en passage latéral ou en contact par faille avec la Formation de Codalet dans les collines de Conillac. Il s'agit d'une formation fluviale, de teinte ocre jaune clair, à bancs de galets décimétriques bien roulés alternant avec d'épais niveaux sableux limono-argileux et des bancs calcaires palustres à l'Ouest de Vinça. Les galets de quartz y sont souvent fortement cariés, suggérant un contexte chaud et humide. Vers l'amont la formation passe latéralement aux faciès très proximaux à mégablocs de la Formation d'Escaro (feuille Prades). Sa signature sédimentologique est la présence exclusive de roches de la partie externe du dôme métamorphique du Canigou, essentiellement des gneiss œillés, mais jamais des roches du cœur du dôme (leucogranites, migmatites, leucogneiss du Casemi). Son âge est précisément fixé par le gisement à petits mammifères dit d'Espira-de-Conflent (feuille Prades), sur les berges aval de la Lentilla, 1 500 m au Nord du village (Bandet, 1975 ; Baudelot et Crouzel, 1974), associé à deux autres sites secondaires dans les collines entre la Lentilla et Marquixanes, stratigraphiquement superposés au gisement principal.

### • **Terrains marins possibles**

#### **m<sub>3</sub>-4. Grès siliceux marins et conglomérats deltaïques associés de la carrière de Moulas (le Boulou), Langhien-Serravallien présumé.**

Cet affleurement isolé situé juste au Nord du pc 243, 1 500 m au SE du Boulou, est épais de 50 m environ et s'adosse par faille au socle ; il était attribué à l'Éocène continental sur la base de squelettes de poissons percoïdes (des Perches) attribués à l'espèce *Agassiz*, alors exclusivement connue dans l'Éocène moyen lacustre italien (Depéret, 1912). Deux spécimens, présumés provenir de ce site et conservés au Muséum d'Histoire naturelle de Perpignan, ont été réexaminés et attribués au genre actuel *Lates* Cuvier et Valenciennes, dont les espèces les plus anciennes, toutes plus petites que les poissons de Moulas, sont décrites dans le Miocène moyen et supérieur (Gaudant, 1999). L'écologie actuelle et néogène de ces poissons euryhalins est très large : ils vivent aussi bien dans les eaux côtières, les estuaires, les fleuves et les lacs. Un poudingue de base, visible sur 10 à 15 m d'épaisseur, à galets de schistes et micaschistes, granitoïdes et quartz issus de l'arrière pays immédiat, s'adosse directement à la faille bordière ; il renferme quelques blocs métriques usés. Il passe vers le N à des grès arkosiques ocres, gris verdâtre en cassure fraîche, durs, à ciment siliceux et grain fin à moyen ; ils renferment des traînées de graviers ou de petits galets, parfois totalement isolés dans la masse. L'ensemble est très régulièrement et finement lité, planaire, avec petites rides de houle symétriques, mais aussi à la base de grandes dunes hydrauliques métriques. Les grès renferment des niveaux riches en débris charbonneux et empreintes de tiges, ainsi que des moules silicifiées de troncs de diamètre pluridécimétrique. Plusieurs corps sigmoïdes de poudingues à galets usés, épais d'une dizaine de mètres, s'interstratifient dans les grès, à la partie supérieure des coupes et se pincent totalement vers l'aval, dessinant un système deltaïque progradant en eau profonde. La position des grès de Moulas, directement discordants sur le socle hercynien, en fait logiquement la séquence basale du fossé du Roussillon. Un âge oligocène et une équivalence avec les grès à plantes du forage d'Elne ne sont donc pas à exclure.

### **Terrains pliocènes**

La série sédimentaire pliocène affleure largement sur la feuille Céret, où tous les types de faciès sont représentés. Elle correspond à la partie proximale et la plus ancienne du prisme détritique progradant qui remblaie le bassin du Roussillon et sa marge continentale (Lofi *et al.*, 2003 ; Duvail *et al.*, 2005). Les premières synthèses (Depéret, 1885a, b) distinguaient seulement trois assises, les argiles marines bleutées inférieures et les sables jaunes, assimilés respectivement au Plaisancien et à l'Astien italiens, et les limons d'eau douce supérieurs, contenant les riches faunes de mammifères qui ont permis ultérieurement de définir l'étage continental Ruscinien. J. Bourcart (1947) précise les descriptions des faciès et la stratigraphie, en particulier dans le bassin du Réart ; le premier il individualise un pré-Pliocène continental qualifié de

« Rhodanien » (assimilé au Pontien et au Messinien) mais il y place aussi, malencontreusement, les cailloutis rutilants du Pliocène continental du pied des Aspres et les sables arkosiques de Trouillas. Les travaux modernes se sont d'abord attachés à préciser la chronologie, puis la géométrie séquentielle des dépôts. L'exploitation des forages hydrologiques a permis de reconnaître la présence généralisée du Pliocène marin argileux bleuté sous les sables arkosiques, jusqu'au pied des Aspres, avec un toit entre 0 et 50 m NGF (Salvayre et Sola, 1975, 1982 ; Suc, 1976 ; Magné, 1978). L'attribution au Pliocène ou au Miocène des faciès détritiques de bordure a été discutée et précisée (Calvet, 1986b). Dans un premier temps, la série pliocène à terre est attribuée au Pliocène moyen et *pro parte* supérieur sur la base des microfaunes marines (ostracodes) (Magné, 1978) et par palynostratigraphie (Suc, 1976, 1980). C'est la révision des microfaunes marines du sondage de Canet (Clauzon et Cravatte, 1985) et la biostratigraphie établie à partir des gisements de petits mammifères - il en existe 3 sur la feuille Céret : Vivès 2 (Clauzon *et al.*, 1985, 1987) à l'extrême base, Terrats – la Jasse (Michaux, 1976) et Thuir (Aguilar *et al.*, 1991a) dans la partie médiane -, auxquels il faut ajouter les sites classiques de Perpignan – Serrat d'en Vaquer et de La Raho au toit de la série, sur les feuilles Perpignan et Argelès-Cerbère, ainsi que le riche site karstique du Mont-Hélène [Aguilar et Michaux, 1984 ; Aguilar *et al.*, 1986], légèrement plus jeune que Perpignan) qui ont permis d'établir définitivement l'âge exclusivement zancéen de la série pliocène du domaine émergé et de proposer un modèle d'évolution pour le bassin du Roussillon (Clauzon *et al.*, 1987, 1990 ; Clauzon, 1990). Le remplissage est assimilé dans ce modèle à une unique séquence corrélative du cycle eustatique TB 3.4/3.5, avec une ingression marine quasi instantanée ennoyant la topographie de dissection contemporaine de la crise salifère messinienne, puis un rapide colmatage par des *Gilbert deltas* sous-marins et progression, par-dessus, des faciès fluviatiles proximaux et de plaine d'inondation distale, en régime régressif. Les travaux *offshore*, plus récemment encore, ont permis de définir un découpage du prisme progradant en 3 unités (Lofi *et al.*, 2003) ; la première, qui couvre l'intervalle 5,3-3,8 Ma, est seule représentée à terre. La corrélation *offshore-onshore* a été tentée sur la base des profils sismiques et des forages (Duvail *et al.*, 2005 ; Clauzon *et al.*, 2015) ; huit séquences de dépôts sont reconnues, dont six dans l'unité 1 zancéenne, qui sont retrouvées au forage de Canet mais que très partiellement suivies dans les autres forages à terre et *a fortiori* dans les affleurements.

Les environnements continentaux du bassin du Roussillon au Pliocène peuvent être reconstitués grâce aux marqueurs sédimentologiques et biologiques (Calvet, 1996, p. 402-407). On admet un climat subtropical plus chaud que l'actuel et encore sans véritable hiver. Les minéraux argileux montrent une large prédominance des smectites (jusqu'à 80 % du spectre total), associées à l'illite, la kaolinite, voire à des traces de palygorskite. Cela implique des milieux confinés, jusque sur les cônes proximaux, et par conséquent une forte évaporation saisonnière. Les encroûtements carbonatés vont dans le même



sens ; leur absence dans les cônes proximaux suppose cependant une aridité modérée. C'est ce que confirment les flores, où le taux de pollens non arborés varie de 8 à 40% et atteint souvent 30 % dans les sites de bordure du bassin. La flore forestière est encore très variée comme au Miocène mais en voie d'appauvrissement ; les méga-mésothermes sont encore présents (*Engelhardtia*, Taxodiaceae, Sapotaceae, Palmae), associés à de nombreux mésothermes exotiques (*Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Platycaria*, *Cathaya*) et méso-microthermes connus actuellement dans l'Europe tempérée (*Quercus*, *Fagus*, *Tilia*, *Alnus*, *Carpinus*, *Celtis*). Les forêts de montagne sont représentées par *Cedrus*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga* ; les pollens de *Pinus* sont surabondants et les espèces méditerranéennes jamais absentes (Cupressaceae, *Quercus* type *ilex coccifera*, *Olea*, *Pistacia*, *Cistus*, *Phillyrea*, *Rhamnus*). La grande faune de Perpignan offre des affinités avec celle de l'Asie du Sud-Est et relèverait d'environnements forestiers encore chauds (tortue terrestre géante, mastodontes brouteurs de feuilles, suidés, primates, cervidés, petits ursidés arboricoles), mais elle comporte aussi de nombreux herbivores de milieux ouverts (*Hipparion crassum*, *Gazella borbonica*, plusieurs antilopes de forte taille comme *Alephus Lyrax* et *A. Tignerensis*). Les rongeurs vont aussi dans le sens de milieux en mosaïques, associant espaces forestiers et espaces ouverts.

**p1M. Pliocène marin : sables fins et argiles bleutées, sables graveleux deltaïques (foresets de la vallée du Tech) ; dans le Conflent, sables deltaïques et argiles ligniteuses de Vinça (assimilables éventuellement à p1Ls) ; au pied des Aspres, sables deltaïques et littoraux de Trouillas et Passa, vases à huîtres de Trouillas.** Sous le terme de Pliocène marin sont regroupés des faciès variés, littoraux, deltaïques et plus profonds, qui affleurent sous les premières couches continentales. Vu leur diversité, ils seront décrits secteur par secteur. La série marine s'épaissit rapidement vers l'Est, de quelques mètres à l'extrémité ouest du bassin à 600 m au forage de Canet et 240 m à celui d'Elne (feuille Argelès-Cerbère), mais déjà 300 m sous le secteur de Trouillas – Ponteilla. Ces différences résultent en partie de l'invasion par la mer pliocène d'une topographie fluviale très irrégulièrement incisée, la « surface de ravinement messinienne », qui se prolonge sous toute la plate-forme continentale (Clauzon, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1987, 1990 ; Gorini *et al.*, 2005 ; Duvail *et al.*, 2002 ; Clauzon *et al.*, 2015).

Dans la vallée de la Têt les dernières couches marines sont attestées au Col de Ternère ; ce sont des sables fins à moyens en lits deltaïques inclinés, pouvant admettre des bancs plus grossiers et des passées de galets, et dont le toit marqué par les *topsets* fluviaux se tient vers 240 m au col. Le niveau à huîtres signalé par la feuille Prades au 1/80 000, en discordance sur le Silurien de Bouleternère à 248 m, n'a pas été retrouvé et doit être une erreur de localisation. En effet Y. Bandet (1975) a signalé ces sables à huîtres contre le socle hercynien, le long de la N116, entre 195 et 205 m, où ils sont associés à de nombreux galets

lithophagés de calcaire dévonien, et J. Magné (1978) y a décrit de nombreux foraminifères benthiques et quelques planctoniques (*Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerina* cf. *bulloides*, *Orbulina suturalis*). Les *bottomsets* plus argileux, gris beige, affleurent dans le lit du torrent de Rigarda en aval du pont de la N116. Dans les collines de Vinça (Conillac et les Escoumes) les *foresets* sableux inclinés sont assez grossiers et riches en bancs de galets ; ils passent vers le Sud à des faciès lagunolacustres argilo-sableux gris bleuté, à débris ligniteux dispersés (Calvet, 1996).

Dans la vallée du Tech, les premiers fossiles marins, des huîtres collées à un conglomérat basal, sont attestés dans une coupe maintenant bétonnée, juste au NW du pont de l'autoroute, à 90 m d'altitude. La séquence se poursuit avec des sables à lits de graviers bien usés, à pendage NW, auxquels succèdent, dans la même direction, les grands *foresets* sableux propres et bien triés de la carrière du Serra de la Josépa, pentés de 10 à 30° NE et dont le toit se place vers 130 m. Plus en amont les derniers affleurements marins probables sont les sables deltaïques de la carrière de la Creu Blaque, dans la vallée de Vivès. En rive droite du Tech, de Mas Alquier à Mas Forcade, on retrouve vers 85 m des couches marines probables. À Mas Forcade elles reposent en discordance angulaire évidente sur la Série rouge miocène basculée à 20°SSE (Calvet, 1986b, 1996) et forment deux séquence sédimentaires granocroissantes superposées sur 15 m d'épaisseur ; à la base des sables fins à moyens, homogènes, puis des passées de graviers et petits galets de quartz remarquablement émoussés et enfin une lentille de galets jaunâtre ; par-dessus viennent des argiles ligniteuses très fines, à débris de branches, se chargeant vers le haut de rares lentilles de sables et de graviers. Juste en aval du Boulou, la Valmagne offre une coupe dans les grands *foresets* sableux pentés au NE ; à son aval et au niveau du viaduc ce sont plutôt des *bottomsets* argileux et argilo-sableux bleutés, très riches en coquilles et en foraminifères (dont *Orbulina universa* et *Globigerinoides trilobus*), à pendage 20°NW. Les mêmes séries de couches bleutées, argileuses et argilo-sableuses, à débris ligniteux, se suivent vers l'aval le long des berges du Tech, avec un pendage variable de 5 à 10° NE, jusqu'au site classique de Nidolères, où elles sont surmontées par des sables fins de plus en plus jaunâtres. La base argileuse a fourni 40 espèces de foraminifères (Magné, 1978) et une riche faune malacologique (révision in Martinell et Domènech, 1990) avec 121 espèces de gastéropodes (dont *Natica tigrina*, *Turritella rhodanica*, *Bittium reticulatum*, *Aspa marginata*, *Nassarius prismaticus*, *N. elatus* et *Mitra stiatula*) et 82 espèces de bivalves (dont *Nuculana fragilis*, *Atrina pectinata*, *Tellina donacina*, *Laevicardium crassum*, *Venus multilamella* et *Pelecypora islandicoides*). Au confluent de la Valmagne et du Tech et en amont sur les rives du Tech se développe un ensemble de couches deltaïques complexes, souvent très riches en apports de blocs grossiers issus de l'escarpement tout proche des Albères ; des *bottomsets* argilo-sableux viennent recouvrir en *onlap* des *foresets* plus pentés, suggérant deux séquences transgressives à la base du Pliocène (Besson, 1998), à l'image de la coupe de Mas Forcade, mais aussi de celle du

ravin des Clairanes, face à Millas sur la Têt (feuille Rivesaltes). Un jalon exigü et isolé de ce Pliocène deltaïque repose en discordance sur les schistes du socle entre 190 et 200 m d'altitude sous la carrière de Moulas (Le Boulou) : ce sont, à la base, des gros blocs usés de roches du socle emballés dans une matrice argileuse gris bleuté, puis des lentilles de galets et graviers et enfin des petits galets et graviers usés de micaschistes, lités, dans des sables argileux ocres ; des panneaux plurimétriques de schistes locaux semblent glissés et interstratifiés dans la formation.

Dans les basses Aspres, le Pliocène marin n'était reconnu qu'à l'aval de Trouillas, où des niveaux à huîtres existent de part et d'autre de la Canterrane. Celui du stade est une lumachelle d'épaisseur métrique, à *Ostrea cucullata* exclusive, la diagenèse ayant fait disparaître les autres espèces dont il ne reste que quelques empreintes de bivalves (Martinell et Domènech, 1990) ; la lumachelle est encadrée par des vases ligniteuses saumâtres et s'interstratifie dans des sables ; J. Magné (1978) y signale plutôt *Crassostrea (Saccostrea) virleti* et 17 espèces de foraminifères essentiellement benthiques, jusque dans les sables superposés à la lumachelle. Les huîtres apparaissent aussi au Sud de la Canterrane dans les sables du Puig del Pal, entre 100 et 90 m (soit 10 m plus haut qu'au stade), quelques mètres à peine sous les limons encroutés continentaux à puissante dalle calcaire qui couronnent la butte.

Les épaisses masses de sables arkosiques sous-jacentes au niveau à huîtres étaient présumées continentales. Mais ces faciès très homogènes ont un net caractère littoral ou marin et ils affleurent très largement dans les vallées du Réart et de la Canterrane, où ils ont pu être cartographiés et séparés des limons continentaux ou des cônes fluviatiles proximaux qui les surmontent. Ce sont en général des sables moyens à fins, très propres et assez bien triés, de teinte jaune clair à gris pâle, parfois bleutés pour les faciès fins les plus profonds. Ils sont associés à des galets et graviers parfaitement roulés au poli et à l'émoussé remarquables, particulièrement les quartz, très dominants, et qui ne présentent jamais cette perfection dans les milieux fluviatiles du secteur, ce qui ne peut s'expliquer que par une active usure littorale. Les galets peuvent être épars et totalement isolés dans la masse sableuse, s'aligner en trainées horizontales plus ou moins discontinues ou se regrouper en bancs décimétriques jusqu'à former l'essentiel du sédiment. À Trouillas le dispositif deltaïque est net, avec à la base des sables fins bleutés, puis des niveaux de sables jaunes plus grossiers à litages faiblement obliques et enfin au sommet des alternances de sables et de niveaux de galets décimétriques au plus en bancs très réguliers et continus. Il s'agit de quartz, de granites, de gneiss et de rares grès rouges, qui signalent des apports du Tech et ce delta peut être mis en relation avec le gros chenal ravinant de p1CPr de Mas Magi – Mas Delhoste. Les sables et graviers littoraux se suivent vers l'Est sur la Canterrane jusqu'en amont de Nyls ; sur le Réart ils affleurent encore à la base du talus des Teularies à Mas Teis. Vers le Sud, des figures deltaïques à lits de graviers quartzeux littoraux s'observent au carrefour de la N9

et de la D2, avec un toit à 85 m ; entre Villemolaque et Tresserre les sables affleurent dans les ravins jusqu'à 100 m d'altitude. Plus au Sud encore, leur toit n'apparaît qu'à 55-60 m vers le pont ferroviaire de la Rière. Ce décalage pourrait s'expliquer par le jeu d'un accident tectonique NE-SW qui oriente le cours moyen du Réart, mais qui n'a pas été retrouvé sur le terrain ; ce sont plutôt des passages latéraux de faciès que l'on semble relever dans les buttes entre Villemolaque, Saint-Jean-Lasseille et Banyuls-des-Aspres. Vers l'Ouest enfin, les sables et galets littoraux réaffleurent tout à l'amont de la coupe de la Canterrane et de celle de la rivière de Tordères ; ils y reposent directement sur le substrat schisteux (Calvet, 1986b, 1996). La présence de gros galets du paléo-Tech dans la coupe du Tordères implique un chenal fluviatile passant sous les faciès rutilants de la Forêt du Réart, au contact immédiat du socle schisteux, ensuite très probablement relayé par la dérive littorale de ces cordons de plage caillouteux vers le Nord.

**p1Ls. Sables et argiles palustres, à débris végétaux et/ou bancs ligniteux marquant la transition marin-continental vers Vivès ; faciès comparables à l'Ouest de Thuir.** Épais d'une cinquantaine de mètres au sondage de Canet, ces faciès ne dépassent pas 10 à 20 m à l'extrémité occidentale du bassin, dans la vallée de Vivès. En rive droite (carrière Raynal), ce sont 10 m d'argiles lacustres bleutées compactes et homogènes, exploitées pour la briqueterie de Saint-Jean-Pla-de-Corts ; elles passent vers le haut à des argiles brunes puis à des bancs sablo-graveleux ; elles ont livré des ossements d'antilopes, dont une belle cheville osseuse de *Parabos cordieri* (Calvet, 1996) et on y a signalé aussi des restes de cervidés et une dent de Mastodon (*in* Magné, 1978). En rive gauche, dans le Ravin de la Creu Blanque (carrière Borat), il s'agit de sables deltaïques marins avec un banc ligniteux métrique, associé à des cristaux de gypses et surmonté d'argiles palustres beiges et gris verdâtre. Ces argiles renferment le gisement de rongeurs de Vivès 2 (Clauzon *et al.*, 1985, 1987), placé à l'extrême base de la zone MN14, et qui ne comporte que des molaires d'*Apodemus aff. gudrunae*. Le site fossilifère de Vivès 1, en rive droite de la vallée de Vivès, est situé dans des argiles palustres comparables, à nodules calcaires, restées subhorizontales et exactement au niveau des argiles lacustres de la carrière Raynal sur le versant d'en face ; il a été placé de manière erronée dans la Série rouge miocène sous-jacente, très déformée, et a été attribué au Messinien (Clauzon *et al.*, 1982, 1985) sur la base d'une seule dent d'*Occitanomys*, plutôt rapprochée de l'espèce *adroveri* miocène que des espèces pliocènes, le reste de la faune, constituée de plusieurs molaires d'*Apodemus gudrunae*, étant strictement identique à celle de Vivès 2.

On a rapproché de cette formation un ensemble de couches situées au pied du causse de Thuir, entre 145 et 160 m, près du stand de tir (Calvet, 1996). Elles sont basculées de 12° vers l'Est et faillées, aussi il est plausible que la transition marin-continental puisse affleurer ici, immédiatement à l'Ouest des faciès p1CDi visibles à Thuir même. Un premier banc argilo-ligniteux brun noir apparaît dans

la tranchée de la route, raviné par des sables et des lentilles de galets. Un deuxième banc ligniteux s'interstratifie au niveau du stand de tir dans des argiles gris bleu, litées et homogènes, d'aspect lacustre, seulement marmorisées à leur sommet. C'est sous ce banc ligniteux, dans un niveau argileux gris vert à gastéropodes, que se trouve le gisement à petits mammifères de Thuir (*Rhagapodemus hautimagnensis*, *Apodemus dominans* et *gorafensis*), considéré comme contemporain de celui de Terrats et donc plus récent que Vivès 2 (Aguilar *et al.*, 1991a).

**p<sub>1</sub>CDi. Faciès continentaux fluviatiles distaux de plaine d'inondation : limons bruns ou jaunâtres, encroûtements calcaires, chenaux sablo-graveleux (90 à 150 m).** Alors que les nappes alluviales quaternaires et actuelles restent très grossières loin vers l'aval, dans la série continentale pliocène le passage aux faciès de plaine d'inondation et la chute de la compétence dans les chenaux fluviatiles sont très rapides, probablement en raison de la subsidence du bassin. Les épaisseurs de cette formation atteignent au minimum 90 m dans la coupe de la Canterrane en amont de Trouillas, le toit n'étant pas conservé ; à l'Est de la feuille les forages hydrologiques indiquent 150 m environ ; sur les feuilles Perpignan et Argelès-Cerbère, le forage de Canet indique 165 m et celui d'Elne 128 m, valeur à laquelle il faut rajouter 50 m pour tenir compte des hautes collines taillées dans ce Pliocène continental. Sur la feuille Céret cette formation contient, dans des argiles noires ligniteuses à gastéropodes, le gisement de petits mammifères de Terrats – La Jasse (Michaux, 1976), attribué à la zone MN14, entre les niveaux de référence de Montpellier et de Perpignan ; il renferme *Trilophomys canterranensis* n. sp., *Polonomys insuliferus*, un petit *Apodemus* et *Anthracomys* cf. *meini*. Les limons continentaux auraient livré au XIX<sup>e</sup> siècle, dans l'ancienne carrière de Thuir, des défenses de *Mastodon arvernensis* (*in* Bourcart, 1947), en amont de Trouillas des restes de *Rhinoceros leptorhinus* (Depéret, *in* Michaux, 1976) et aux Teularies, à l'Est de Villemolaque, plusieurs mammifères de la faune de Perpignan (Depéret, *in* Magné, 1978).

Les chenaux fluviatiles, à base ravinante, restent très subordonnés aux faciès de plaine d'inondation ; l'examen d'une dizaine de logs de forages, dont ceux carottés de Montescot (feuille Argelès-Cerbère), donne en moyenne 30 % pour les sables en bancs individualisés ; leur épaisseur est très variable, de 1 à 20 m avec un mode fréquent vers 4-5 m, et on en compte jusqu'à 13 dans un puits carotté (Calvet, 1996). Il s'agit de sables moyens à grossiers, arkosiques, souvent associés à des graviers ; les galets sont très subordonnés et au mieux décimétriques ; le triage est en général assez bon et le dispositif, en litages obliques et entrecroisés, suggère des écoulements méandriiformes ou anastomosés assez bien confinés. Mais il existe aussi des chenaux où la matrice boueuse est abondante, signalant des crues brutales et des écoulements très turbides. Plus exceptionnellement, certains chenaux en position d'abri ont

été comblés par des limons très fortement encroûtés d'aspect travertineux (coupe de Mas Teis, au S de Mas Sabole).

Les faciès de plaine d'inondation sont formés essentiellement par des limons, plus ou moins chargés en sables fins et même en grains grossiers épars, voire en petits graviers noyés dans la masse. La richesse en argiles est très variable et peut atteindre localement 30 à 40 % du sédiment. La teinte d'ensemble est ocre jaune très clair, mais parfois plus rougeâtre vers les bordures schisteuses du bassin, localement brun noir, grisâtre ou bleuté. Dans le détail on observe un bariolage en taches diffuses rouille et grises, quelques mouchetures noires et des enduits sombres sur les faces des fentes de retrait. Les nuances de faciès traduisent la variété des milieux de dépôt et la proximité relative des chenaux : épandages de débordements, très dominants, cuvettes d'inondation aux eaux plus calmes, marécages, etc. Les traces de pédogenèse sont variées : les plus banales sont liées à une hydromorphie saisonnière qui a produit les horizons tachetés de type pseudo-gley très généralisés, mais on rencontre parfois des paléovertisol gris verdâtre, très argileux et structurés en plaquettes obliques, ou encore des marques de rubéfaction ou de nombreuses fentes de dessiccation. Les encroûtements calcaires sont très fréquents ; interprétés comme des calcaires lacustres par J. Bourcart (1947) ils relèvent plutôt de phénomènes pédologiques et présentent plusieurs faciès parfois associés sur une même verticale. Les parois des fentes de dessiccation sont garnies de feuillettes calcaires blancs friables. Ils passent vers le haut à de véritables encroûtements. Ce sont souvent des niveaux de nodules discontinus ou peu cimentés, blancs ou gris clair, à éléments assez durs, centimétriques à décimétriques, parallélépipédiques pour les plus gros, mais offrant toujours une sous-structure nodulaire et des fentes de dessiccation cicatrisées par la calcite. L'autre faciès, plus répandu et qui peut succéder au précédent vers le haut, forme des bancs plus ocrés très continus et beaucoup plus cohérents ; le faciès d'allure vacuolaire traduit une induration très inégale des limons sableux, mais de plus en plus massive vers le haut, qui peut localement passer à une dalle rubanée de croûte zonaire beige très compacte (coupe de la traverse de Thuir, à Trouillas). La grande continuité latérale de ces bancs et leur épaisseur impliquent une aggradation assez lente de la plaine alluviale, au moins dans les zones d'abri les plus à l'écart des principaux fleuves : on s'explique ainsi leur fréquence au pied des Aspres sur la feuille Céret, dans les collines de Trouillas ou celles de Mas Sabole.

**p1CPr. Faciès continentaux fluvio-torrentiels proximaux, grossiers, des paléo-Têt et paléo-Tech, à galets et blocs roulés granito-gneissiques** (50 à 100 m). Cette formation de teinte ocre orangé est surtout développée sur la rive gauche du Tech, entre Céret et Banyuls-des-Aspres, avec une épaisseur de 90 m à l'amont et de près de 150 m à l'aval ; sur la Têt l'épaisseur atteint 50 m à Rodès mais dépasse 100 m aux Orgues d'Ille (feuille Rivesaltes). En position proximale, ce sont des matériaux torrentiels roulés, principalement faits de galets pluridécimétriques et de blocs approchant

fréquemment le mètre, de gneiss œillés et de granitoïdes, auxquels s'ajoutent quelques quartz, schistes ainsi que des grès conglomératiques rouges du Trias pour le paléo-Tech. Ils sont disposés en lentilles à base modérément ravinante, très étalées et épaisses de plusieurs mètres ; elles sont parfois séparées par des corps sablo-graveleux subordonnés, mais sont plus généralement amalgamées à l'amont ; l'ensemble est mis en place par un cours d'eau très chargé, à chenaux en tresses multiples et instables. La compétence chute rapidement : à l'apex du cône les blocs métriques sont nombreux ; vers Vivès ils sont plus exceptionnels ; sous Tresserre les galets ne dépassent pas quelques décimètres pour les plus volumineux. Vers l'aval, la proportion des corps sableux augmente et on observe une nette évolution verticale granodécroissante. Entre Tresserre et Banyuls-des-Aspres, la base de la formation, entre 60 et 90 m, est encore formée par d'épais chenaux torrentiels de galets décimétriques à pluridécimétriques. Mais la moitié supérieure offre un faciès d'épandages assez différent ; les lentilles très plates de galets mal roulés, de calibre réduit (3-10 cm), disposés en désordre dans une abondante matrice sablo-limoneuse, sont épaisses de quelques décimètres à 1 m et interstratifiées dans des faciès de plaine d'inondation faits d'épaisses masses de sables grossiers et de limons bariolés, qui peuvent déjà comporter des encroûtements carbonatés (coupe de la D40 au Col de Rousse, au NE de Tresserre). Ce dispositif rétrogradant des faciès de plaine d'inondation et de cône médian aux dépens des faciès de cône proximal suggère une diminution des apports détritiques grossiers et une atténuation des pentes dans le bassin versant à l'amont. À sa base la formation passe progressivement aux faciès marins, littoraux ou deltaïques sous jacents, notés  $p1M$ , en général par le biais de bancs sableux grossiers à lits subhorizontaux de graviers et de galets, et localement par des faciès fins lacustres ou palustres notés  $p1Ls$ . L'exception est fournie par les coupes de Mas Magi – Mas Delhoste, au Nord de Villemolaque, où les sables marins homogènes sont nettement incisés par une série de grandes lentilles fluviales à galets, se ravinant mutuellement et exposant des litages obliques et des imbrications fluviales. Cela signale un chenal majeur du paléo-Tech, dont la base est vers 87 m alors que tout autour et en aval les faciès sableux littoraux montent entre 100 et 110 m.

**$p1Cmb$ . Faciès continentaux de cônes torrentiels proximaux jaunâtres à mégablocs ; apports issus du sud, des massifs des Albères – Roc de France et surtout développés sur la feuille voisine Argelès (60 à 70 m).** Cette formation est surtout développée sur la feuille Argelès-Cerbère, où son épaisseur approche 120-150 m vers Villelongue et la taille des blocs atteint couramment plusieurs mètres de long ; ces dépôts reposent directement sur les faciès de sables et graviers littoraux, qu'ils semblent prograder, immédiatement à l'Est de la limite de la feuille Céret. La matrice est sablo-graveleuse, peu abondante et de teinte jaunâtre ; on n'observe aucun dispositif chenalisé, mais blocs et galets sont nettement émoussés. Le matériel grossier est alimenté par les faciès du socle affleurant actuellement sur l'escarpement des Albères : gneiss, migmatites, leucogranites, pegmatites. Sur la

feuille Céret on rapporte à cette formation les dépôts à blocs de gneiss dominants, granites, mylonites, un peu moins grossiers (blocs métriques) qui à l'Est de Céret forment les collines des Bourguères, sur une épaisseur d'au moins 60 à 70 m, et plus hypothétiquement quelques autres affleurements, faute de bonnes coupes pour les séparer du Miocène grossier sous-jacent.

**p1CBr. Faciès continentaux rutilants d'apport latéral, issus des Aspres schisteuses et calcaires, cônes torrentiels et épandages proximaux** (100 à 120 m). Ces matériaux d'origine locale forment des affleurements discontinus au Nord des Aspres, du Col de Ternère à Corbère et Thuir, et une frange étroite au Sud du massif, de part et d'autre de Vivès. Ils s'étalent plus largement en une frange de 1 à 2 km sur la façade orientale du massif, où ils atteignent leur épaisseur maximale, entre Sainte-Colombe et la Forêt du Réart. Ils reposent en continuité sur les sables littoraux p1M, visibles dans la coupe de la Canterrane en amont de Terrats (vers le Mas d'En Ferran) et dans la rivière de Tordères (gué de la piste du Puig Carbouné). Vers Vivès ils passent latéralement et brutalement aux apports torrentiels du paléo-Tech p1CPr. Vers l'Est ils passent plus progressivement, par décoloration et affinement des bancs caillouteux, aux faciès fins de plaine d'inondation fluviatile p1CDi qui renferment les deux gisements de rongeurs de Thuir et de Terrats – la Jasse. En direction des Aspres, ces matériaux viennent en général fossiliser une topographie de dissection très inégale et à versants raides, assimilable à la surface de ravinement messinienne, par exemple au Puig Tallat au NNE de Montauriol, à Coume Sagnès en arrière de Corbère, au Serrat d'En Chambergue au SW de Vivès. Mais au Col de Ternère, en arrière de Thuir, à Tordères et au Nord de Vivès, le contact très rectiligne est associé localement à des failles affectant le Pliocène.

On peut individualiser dans cette formation deux faciès principaux, qui n'ont pas été distingués à l'échelle de la carte. Le premier est franchement torrentiel et très proximal, à galets émoussés décimétriques à pluridécimétriques et mégablocs métriques ; il jalonne les principales paléovallées qui échancrent le massif et signe le débouché dans le bassin d'organismes fluviaux importants. Au Sud de Corbère, le matériel est exclusivement fait de schistes, grès quartzites et quartz, avec des blocs métriques émoussés à la base. Au Puig Tallat et à Tordères il s'y ajoute une fraction notable de galets et de blocs de calcaires dévonien. Le drain majeur était à l'évidence celui qui a construit le cône épais de plus de 100 m et très grossier du Puig Tallat ; il est formé par un empilement de bancs métriques, à base plane, très rarement ravinante ; la structure interne est très peu organisée, avec des mégablocs dispersés en désordre qui impliquent une dynamique de *debris flow* de haute énergie, des bancs pauvres en matrice à galets calcaires disposés à plat ou parfois en imbrication inverse relevant vers l'amont et des bancs qui sont de véritables coulées boueuses à galets et blocs noyés dans une abondante matrice fine ocre rose. Ce cône de piémont était alimenté par l'ensemble des actuels hauts bassins du Réart et de la Canterrane,



dont l'individualisation et la séparation ne datent que du Quaternaire. Le deuxième faciès, de loin le plus répandu, en général exclusivement alimenté par les schistes, est fait d'épandages de piémont de plus faible énergie, mais qui viennent s'adosser directement au massif des Aspres, que ce soit à Sainte-Colombe, entre le Puig Tallat et Tordères, ou de la Forêt du Réart à Vivès. Le faciès dominant est en lentilles plates, tabulaires, à base peu ou pas ravinante, séparées par des apports limono-argileux abondants, de teinte rutilante et à traces locales de pédogenèse, qui contiennent toujours une charge détritique très dispersée, petites esquilles de schistes et grains de quartz. L'épaisseur des séquences est de l'ordre de 0,5 à 1 m pour les bancs caillouteux, un peu plus pour les bancs fins. Les lits caillouteux sont faits d'éclats et de petites plaquettes de schistes parfois non usées ou à peine émoussés et dérivant directement de versants proches ; il s'agit plus fréquemment de faciès plus fluviatile, à galets parfois décimétriques, généralement assez bien émoussés, sauf les grès et quartzites.

### Quaternaire

Les terrains quaternaires n'ont été détaillés que dans les bassins du Roussillon et du Conflent, où ils forment des ensembles cohérents, disposés en couvertures étendues qui masquent largement le substratum néogène. Dans les massifs montagneux seuls ont été individualisés quelques affleurements alluviaux ou glaciaires significatifs, les formations de pente étant trop minces ou discontinues pour être portées sur la carte ; elles sont décrites en notice. Il n'existe sur la feuille Céret aucun élément de datation absolu pour ces dépôts quaternaires ; les attributions restent relatives et sont fondées sur les étagements topographiques, les états d'altération et la pédogenèse, les raccords stratigraphiques et géométriques entre formations alluviales et dépôts de pente ou colluviaux. Ces attributions ont été établies à l'échelle de l'ensemble des Pyrénées-Orientales et en référence aux stratigraphies des régions voisines, en particulier Bassin aquitain et Languedoc (Calvet, 1996 ; Barrère *et al.*, 2009).

### Terrains fluviatiles

Ils sont formés par des **nappes alluviales** caillouteuses en général très grossières (blocs pluridécimétriques à métriques à l'amont, galets encore décimétriques près du littoral), étagées en terrasses. Les premiers travaux distinguaient trois niveaux (Got, 1967) ; on en compte aujourd'hui 5, au-dessus des lits et plaines alluviales actuels. Le faciès est très comparable d'un niveau à l'autre et avec les alluvions modernes. Ce sont des nappes minces (en règle générale 5 à 8 m, beaucoup moins sur les niveaux anciens très altérés) et très étalées, en épandages pouvant atteindre jusqu'à 4 ou 5 km de large, mis en place par des lits en tresses multiples où chenaux et bancs avaient un calibre à peu près

Stratigraphie <i>in</i> Calvet, 1996	Chronologie	<i>Feuilles Céret et Argelès- Cerbère</i>	Feuille Perpignan (1988)	Feuille Rivesaltes (1993)	Feuille Prades (1992)
<b>T5</b>	Quaternaire ancien	<b>Fu-p Fu</b>	<b>Fx1</b> (Têt-Cabestany)	<b>Fw</b> (Têt-Mas Ferreol)	Non représenté
<b>T4</b>	Quaternaire moyen - ancien	<b>Fv</b>	<b>Fx2</b> (Réart)	<b>Fxa</b> (Têt-Peyrestortes)	<b>Fw</b> (Llonat)
<b>T3</b>	Quaternaire moyen - médian	<b>Fw-Fw1 Fw2 Fw3</b>	<b>Fy1</b> (Réart) <b>Fx2</b> (Têt-Llabanère) <b>Fy1</b> (Têt-Pià)	<b>Fxb1</b> (Têt-Butte du Four) <b>Fxb2</b> (Têt-Llabanère)	Non représenté
<b>T2</b>	Quaternaire moyen - récent (cf Riss)	<b>Fx</b>	<b>Fy1</b> (Agly) <b>Fy2</b> (Têt-Bompas)	<b>Fya</b> (Agly) (Têt-Thuir)	<b>Fx</b>
<b>T1</b>	Quaternaire récent (Würm)	<b>Fy-Fy1 Fy2</b>	<b>Fy2</b> (Agly)	<b>Fyb</b> (Agly) (Têt-Ille)	<b>Fy</b>
<b>T0</b>	Holocène Actuel	<b>Fz-Fz1 Fz2</b>	<b>Fz1 Fz2</b>	<b>Fza Fzb</b>	<b>Fz</b>

**Fig. 5 - Corrélations du Quaternaire alluvial entre les diverses feuilles géologiques du Roussillon (bassins fluviaux indiqués ainsi que les noms classiques des terrasses de la Têt)**

identique à ceux du lit actuel. Blocs et galets sont emballés dans une matrice sablo-graveleuse arkosique peu abondante ; les imbrications sont en général très nettes. Dans les parties amont des vallées au moins, les cicatrices de base de chenaux sont peu apparentes et le dépôt s'est fait en grandes lentilles très étalées ; de rares niveaux sableux minces et parfois des litages obliques peuvent être observés. Sur la Têt, il existe des nuances nettes d'un niveau à l'autre, tant dans la composition pétrographique des galets, que pour le calibre des blocs et le classement de la fraction caillouteuse (Calvet, 1986a, 1996). Les granites et surtout les gneiss constituent l'essentiel du stock, mais la part des quartz est sensiblement plus forte sur les niveaux anciens Fw, v et u et le lit actuel (23 à 26 %) que sur les niveaux plus récents Fy et Fx (13 à 14 %) ; cette composition est celle de l'alluvion initiale, appréciée en profondeur, et non le résultat de l'altération. Le calibre moyen et maximum augmente très nettement avec le temps, Fz, Fy, Fx restant proches, Fw en position intermédiaire et Fv et u franchement plus grossiers. Enfin le classement granulométrique des galets et blocs est nettement meilleur sur Fx, Fy et le lit actuel que sur Fw, Fv et Fu, ce qui laisse entrevoir au Pléistocène moyen et ancien un hydrodynamisme bien plus irrégulier que l'actuel et que celui des deux derniers cycles glaciaires.

La chronologie relative des nappes (fig. 5) est fondée sur des critères altérologiques : degré d'altération des galets, apprécié quantitativement dans la masse alluviale et par catégorie pétrographique, degré d'argilification des matrices, degré d'évolution des horizons de surface (rubéfaction, disparition des galets altérables, état de surface des galets de quartz, cortex, patines et éolisations). La séquence de référence est celle de la Têt, où la plupart des travaux aboutissent à des conclusions convergentes (Collina-Girard, 1975, 1976 ; Calvet, 1981, 1986a, 1996 ; Debals, 1998, 2000 ; Giret, 1993-96 ; Carozza, 1998) ; le modèle est applicable sans difficulté au Tech, par contre c'est plus délicat pour le bassin du Réart et en général les apports des Aspres, en raison d'une pétrographie moins diversifiée et où les critères d'altération sont plus difficiles à transposer. Pour les cônes issus des Albères il en va de même car le trajet beaucoup plus bref que sur les grands drains issus de la haute montagne a permis l'accumulation sur ces piémonts d'un matériel provenant de versants proches, encore fréquemment couverts d'altérites en place, donc du matériel déjà en partie préaltéré ; il n'est donc pas rare de constater un net écart entre le degré de météorisation plus avancé de ces nappes et celui des terrasses alluviales du Tech auquel elles se raccordent clairement. L'ensemble des nappes alluviales converge vers l'aval et finit par disparaître sous les alluvions modernes et holocènes Fz ; les sondages et les profils sismiques les ont retrouvées sur la plate-forme continentale (Monaco, 1971 ; Duvail, 2008) où elles se raccordent à de bas niveaux marins, ce qui signe leur mise en place pendant les périodes froides du Quaternaire, les cycles climatiques de 100 ka étant maintenant bien mis en évidence dans les séquences marines de la plate-forme (Rabineau *et al.*, 2005).

Les cônes de déjection (J), dont le figuré et la notation J désignent non un faciès sédimentaire mais une forme en cône nettement exprimée, sont pour l'essentiel des éventails détritiques de piémont, issus des massifs des Aspres, du Roc de France et des Albères. Leur pente et leur taille sont variables ; le matériel est très comparable à celui des nappes alluviales, plus torrentiel et plus désordonné toutefois vers leur racine, où le faciès peut être celui de *debris flow*. L'âge de ces formations est indiqué avec les mêmes indices et couleurs que ceux des nappes alluviales auxquelles ils se raccordent en général.

**Fu-p. Alluvions très anciennes, assimilables à Fu mais pouvant aussi être antérieures.** Ces restes de hautes nappes alluviales, isolés mais encore bien conservés, peuvent être raccordés à Fu géométriquement ou sur la base de leur faciès, mais pourraient représenter des dépôts plus anciens et atteindre éventuellement le Pliocène supérieur. Sur le Tech, au SW de Tresserre, le Pla del Rey (200 m) a été interprété comme le toit du remplissage pliocène, exceptionnellement conservé (Clauzon, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1990, 2015), malgré une rupture sédimentologique franche, avec un ravinement net et une nappe de gros galets qui présente le faciès des terrasses Fu (Banyuls-des-Aspres). Raccorder ces deux éléments impliquerait une déformation en flexure au niveau de Tresserre ; il peut s'agir aussi d'une nappe alluviale plus ancienne encore, mais recoupant ici le Pliocène inférieur. Plus en amont, deux lambeaux alluviaux jalonnent de vastes replats d'érosion inscrits sur les schistes des Aspres et dominant l'incision quaternaire de la vallée du Tech, au NE de la Cabanasse (pc 303) et de Palalda (Calvet, 1981) ; leur faible épaisseur (quelques mètres) n'aide pas à en faire un Pliocène continental ravinant, beaucoup plus évident sur l'autre rive du Tech, ils s'inscrivent plutôt dans la continuité des éléments d'une très haute terrasse. Il s'agit en fait d'apports latéraux issus des Aspres, associant galets décimétriques de schistes, dans une matrice fine ocre vif, et gros blocs de quartz et quartzite, parfois plurimétriques ; au pc 303, quelques galets de gneiss à l'extrémité Sud de la colline peuvent jalonner le raccord avec une nappe alluviale du Tech. Des restes d'une nappe alluviale similaire sont étalés aussi sur l'aplanissement partiel qui recoupe les schistes du bassin de la Canterrane au Nord de Montauriol ; le faciès à gros galets exclusivement schisteux et quartzeux et la matrice plus brune et peu abondante distinguent bien ce matériel du Pliocène continental rouge formant la butte du Puig Tallat qui domine l'épandage précité, et qui comporte des blocs de calcaire dévonien.

**Fu. Pléistocène ancien, alluvions des hauts niveaux très altérées et rubéfiées.** Ces très hautes alluvions, comme les niveaux Fv qui les suivent, ne sont préservées que ponctuellement sur les buttes. Elles offrent un degré d'altération très avancé, au point que souvent seule l'extrême base des nappes permet de reconnaître l'alluvion initiale. Les fantômes y dépassent 35 % du stock de galets, plus de la moitié sur certaines coupes, suivis par les galets friables. Colloïdes et minéraux argileux restent identiques à ceux de Fv, comme l'abondance des quartz polyphasés et l'intensité des éolisations (*cf. infra*). Le

démantèlement de ces épandages alluviaux est tel que l'on ne doit pas exclure l'existence de plusieurs nappes faiblement étagées. C'est sensible dans le bassin du Réart, au Sud de Trouillas (pc 137 et 126), où un élément d'épandage à galets grésiquartzeux issus des Aspres semble encoché 10 m en contrebas de la butte culminante du Puig de Négout, elle aussi couronnée de restes d'épandages à galets. L'âge de Fu a pu être fixé récemment sur la Têt (feuille Prades), cette nappe étant corrélée à un étage de galeries karstiques où les alluvions fluviales issues de pertes de la Têt ont pu être datées par nucléides cosmogéniques (méthode par enfouissement) entre  $2,23 \pm 0,23$  Ma et  $1,20 \pm 0,28$  Ma (Calvet *et al.*, 2015).

**Fv. Pléistocène moyen-ancien, alluvions des hauts niveaux très altérées et rubéfiées.** Ces alluvions, largement développées dans le bassin de la Têt (feuilles Prades et Rivesaltes) sont très peu représentées sur la feuille Céret. Elles forment, dans le bassin du Réart, le chapeau exigu de buttes entaillées dans le Pliocène, que seule leur position et leur altitude permettent de séparer des lambeaux plus anciens Fu. Sur le Tech, on reconstitue un alignement cohérent de lambeaux de haute terrasse, entre le Boulou et Banyuls-des-Aspres ; à Tortugé (600 m au SW de Banyuls-des-Aspres) se localise la seule coupe significative. L'état d'altération est du même style que sur Fw, mais plus poussé encore. Les galets sains ne dépassent pas 6-7 % (exclusivement des quartz et quartzites, mais une fraction importante de ces galets est fragile) et les fantômes arénisés ou pulvérulents approchent les 25 %, associés à une écrasante majorité de galets friables à la main (schistes, granites et gneiss). La part des colloïdes atteint 20 % de la matrice ; kaolinite et halloysite représentent près de 30 % du stock argileux avec un pic moyen mieux exprimé que sur les niveaux plus récents. Les sols appartiennent à la catégorie des « vieux sols » fersiallitiques en voie de dégradation profonde, avec bariolages d'hydromorphie, et des horizons A sableux très lessivés. En surface et sur une épaisseur métrique, seuls les quartz sont conservés (enrichissement à 100 %), avec des cortex épais où dominent les teintes foncées rouge orangé à violacé. Beaucoup de ces galets sont polyphasés, montrant des restes de vieux cortex rouge épais (1 cm), puis une fragmentation, les faces fragmentées portant à leur tour une patine plutôt ocre jaune millimétrique et des marques d'éolisation intense.

**Fw. Pléistocène moyen, alluvions très altérées et rubéfiées. Fw1, Fw2, Fw3. Paliers étagés de la moyenne terrasse.** Le faciès granito-gneissique des drains majeurs n'est pratiquement pas représenté sur cette feuille, sauf un petit lambeau au Nord de Bouleternère sur la Têt et quelques jalons en rive droite du Tech, en aval d'Amélie-les-Bains, en limite de la feuille Arles-sur-Tech, sous le lotissement de Super Amélie. Mais il s'agit pourtant d'une nappe alluviale majeure, qui forme sur la Têt (feuilles Rivesaltes et Perpignan) les terrasses de Saint-Estève – la Llabanère – Pia (avec 4 niveaux distincts semi-emboîtés ; Calvet, 1996) et sur le Tech (feuille Argelès-Cerbère) la terrasse de Brouilla. Dans la masse alluviale l'altération des galets est intense et

généralisée : 8 % de fantômes arénisés ou pulvérulents, seulement 12 % de galets sains (exclusivement quartz et quartzites), une grande majorité de galets friables à la main. La matrice est profondément argilifiée, avec en moyenne 15 à 20 % de colloïdes, kaolinite et halloysite représentant près de 25 % du total des argiles. Les couleurs vives, rouge orangé bariolé d'ocre, et les marques d'hydromorphie indiquent des sols fersiallitiques acides, très lessivés, très colmatés en profondeur et en voie de dégradation. L'horizon de surface très appauvri, gris et sableux, repose par un contact tranché sur le Bt, ce qui indique une évolution de type planosol, avec un fort appauvrissement latéral en colloïdes. L'enrichissement en quartz est presque total dans les premiers 50 cm (82 %) ; les galets montrent tous de très fortes patines, voire des cortex ferrugineux de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, ocre jaune à rouge orangé ou parfois violacé. Les galets de quartz sont très souvent affectés par un façonnement éolien intense, inconnu sur les niveaux de terrasses plus récents : poli au toucher savonneux caractéristique, facettes concaves séparées par des arêtes finement émoussées, formes triangulaires en *dreikanter* pour les plus évolués.

Ce sont ces caractères de surface (quartz, patines, éolisation) qui permettent aisément d'isoler Fw dans le bassin du Réart, où il s'agit, à la différence de Fy et Fx, d'une forme majeure, qui se suit vers l'aval (feuilles Argelès-Cerbère et Perpignan) jusqu'à proximité de l'étang de Canet – Saint-Nazaire. Cet épandage est aussi beaucoup plus hétérométrique et plus grossier que les nappes plus récentes ; les galets de quartz et de grès-quartzite pluridécimétriques se retrouvent très loin vers l'aval et les blocs métriques ne sont pas rares en amont. Sur la Canterrane, le plan Fw domine par un haut talus de terrasse, depuis Lllupia jusqu'à Canohès, la nappe Fx de Thuir, mise en place par la Têt comme le montre son matériel granito-gneissique, ce qui est gage de la plus grande ancienneté de Fw. Mais le remblaiement Fx de la Canterrane ne laisse émerger en limite de Fw qu'un maigre talus souvent estompé, les deux niveaux étant pourtant bien différenciés par les caractéristiques des alluvions et leur altération. La nappe alluviale Fw, très étalée, offre un plan anastomosé autour des buttes résiduelles qui portent des jalons plus anciens, de Trouillas à Pollestres, indiquant de multiples épisodes de défluviation. D'autre part en plusieurs points il apparaît que Fw est en fait constituée (comme celle de la Têt) par plusieurs unités d'âge différent légèrement emboîtées et étagées en général du Nord vers le Sud, suggérant un glissement d'origine tectonique des cours d'eau dans cette direction : c'est le cas au Nord de Nyls (au moins 2 niveaux entre 66 et 75 m d'altitude) et surtout sur le Réart, vers Mas Deu au Nord de Villemolaque, où on relève trois paliers nets à 82 m, 85-90 m et 95-97 m, notés Fw3, Fw2, Fw1 (**paliers étagés de la moyenne terrasse**), tous les trois avec exactement le même faciès. Les niveaux Fw du bassin du Réart portent de nombreuses stations à outillages sur quartz attribuables à un Paléolithique ancien (Acheuléen ou « Tautavélien »), que l'on placerait maintenant, sur la base de comparaisons avec le site de la Caune de l'Arago à Tautavel, dans « la seconde moitié du Pléistocène moyen entre 530 et 350 ka », sinon jusqu'à 150 ka, industries bien

séparées typologiquement, dans ce secteur du Réart, de celles définies comme moustériennes (*cf. infra*), ainsi que de résidus remaniés et très éolisés d'une *Pebble culture* beaucoup plus ancienne (Martzluff, 2006, p. 108).

**Fx. Pléistocène moyen-récent, alluvions altérées et rubéfiées (Riss). Jx. Cônes de déjection raccordés à la basse terrasse rissienne** Fx. La nappe alluviale mise en place lors de l'avant-dernier cycle glaciaire peut être attribuée au « Riss » par commodité de langage, d'autant que dans le contexte régional elle se raccorde en Cerdagne (feuille Mont-Louis) à des moraines frontales pareillement altérées. Cette nappe alluviale joue un rôle majeur dans le paysage : c'est la terrasse de Thuir sur la Têt, large de 5 km et dont les galets granito-gneissiques arrivent jusqu'au pied même des Aspres (coupe de la D16 au Sud d'Ille et des fossés de la D615 à la chapelle de la Pieta de Thuir) ; elle est généralement raccordée à d'importants apports colluviaux, par exemple dans la vallée du Tech en amont de Céret, ainsi qu'à de grands cônes de piémont issus des massifs des Aspres (Castelnou), du Roc de France (Céret) et des Albères (Maureillas). La différence d'altération est nette avec Fy. Les galets sains ne représentent que 15 à 20 %, mais les galets pulvérulents restent rares ; l'essentiel du stock est fait de galets fragiles au marteau ou friables à la main. La matrice est nettement argilifiée jusqu'à la base des nappes alluviales, avec des cutanes brun rouge d'illuviation, mais il reste encore des passées sableuses. La teinte d'ensemble est ocre jaune, parfois franchement rougeâtre ou orangée, avec en surface des restes d'horizon Bt prismatique, indiquant une fersiallisation. Le taux de colloïdes atteint 11 à 12 % et la goethite apparaît sur les diagrammes X. L'enrichissement en galets de quartz des horizons superficiels est net mais partiel (35 à 40 %), les quartz portant des patines jaune clair. Dans le bassin du Réart, le matériel schisteux est souvent friable et emballé dans une matrice argileuse brun rouge. La nappe alluviale Fx se singularise dans ce bassin par son faciès fait surtout de petits galets de schistes très homométriques, étalés en lentilles plates, mieux chenalisées à la base qui est très ravinante sur le Pliocène et affectées de litages obliques ; ces matériaux sont épais de 5 à 8 m à l'amont de Fourques et de Terrats, où ils esquissent de véritables cônes de piémont, mais ces nappes se réduisent à un ruban de plus en plus exigu vers l'aval, où on ne peut pas toujours les différencier de Fy, d'où la notation Fx-y. Ces alluvions sont certainement anciennes car en aval de Pollestres (feuille Argelès-Cerbère), ce bas niveau, presque confondu avec les apports holocènes FZ, porte des sites de surface (atelier ou campement) dont l'abondant outillage sur quartz a été attribué à « un Paléolithique inférieur d'âge rissien », sans exclure « une parenté avec les faciès rustiques du Moustérien (à la charnière Riss-Würm et au Würm initial) » (Abelanet *et al.*, 1987).

**Fx-y. Basses terrasses indifférenciées.** Notation utilisée sur le Réart et la Canterrane en aval de Nyls et de Villemolaque, où ces deux nappes alluviales se confondent en s'amenuisant progressivement et ne peuvent plus être clairement séparées.

**Fy. Pléistocène supérieur, alluvions peu altérées à sols bruns (Würm).** **Fy1. Nappe alluviale principale du Pléistocène supérieur**  
**Fy2. Basse terrasse du Würm récent - Tardiglaciaire.** Ces matériaux sont bien représentés le long du Tech et de la Têt, la terrasse dominant le lit actuel de 20 à 30 m au débouché de la montagne. La matrice arkosique est intacte, la teinte grise parfois marbrée de bandes rouille là où les circulations hydriques ont accumulé un peu de fer ; 60 % des galets sont sains et seulement de très rares granodiorites sont complètement arénisées (comptages réalisés sur la gamme de taille 6-8 à 15-20 cm). En surface existe un niveau limono-sableux discontinu, parfois métrique, qui marque l'achèvement de la construction de la nappe. Les sols sont bruns acides faiblement lessivés (Servant, 1970). Les colloïdes ne représentent pas plus de 4 %, avec une grande variété de minéraux argileux (la kaolinite, en général associée à l'halloysite, est présente comme dans tous les niveaux de terrasse, mais elle ne forme que 15 % du stock avec un pic faiblement exprimé sur les diagrammes X). Sur la Têt et le Tech, ce niveau peut se subdiviser ; le niveau principal est alors noté **Fy1 (nappe alluviale principale du Pléistocène supérieur)** et il domine d'une dizaine de mètres un niveau **Fy2 (basse terrasse du Würm récent - Tardiglaciaire)** de taille beaucoup plus restreinte, lui-même parfois subdivisé en deux paliers (entre la gorge de Rodès et Ille-sur-Têt par exemple). Sur le bassin du Réart, **Fy** est très peu représenté car les Aspres formaient un relief trop peu élevé pour avoir nourri un fort détritisme pendant les périodes froides ; aussi ces nappes ne se laissent individualiser qu'en amont de Villemolaque et de Trouillas. À Fourques **Fy** montre une base ravinante très irrégulière, de 2 à 7 m d'épaisseur, et un faciès où un stock de petits galets schisteux homométriques se juxtapose à des lentilles à gros galets et blocs de quartz très abondants remaniés de niveaux plus anciens.

L'âge würmien de **Fy** se déduit de sa faible évolution pédogénétique ne dépassant pas le stade de la brunification ; les moraines frontales de Cerdagne (feuille Mont-Louis) sur la Têt, au faciès d'altération identique, ont livré des âges  $^{10}\text{Be}$  du Würm supérieur (Delmas *et al.*, 2008), mais des cordons un peu plus externes et aussi peu altérés peuvent représenter le Würm moyen et ancien. Entre Rodès et Vinça, en rive gauche de la Têt et en position superficielle sur **Fy1**, le site moustérien des Anecs, maintenant détruit sous les remblais du chantier du barrage (Blaize, 1989-90), implique une construction alluviale dans la première moitié du Würm. Sur le plateau continental enfin, deux nappes caillouteuses, qui passent sous les « sables du large » et se raccordaient à un bas niveau marin vers - 100 m, ont livré des âges  $^{14}\text{C}$  respectivement à  $\geq 35$  ka et 18,3 ka BP, il est vrai de fiabilité limitée car sur coquilles, et plus près de la côte des grès éoliens ont donné 27,2 ka BP (Monaco *et al.*, 1972).

**Jx. Cônes de déjection raccordés à la basse terrasse rissienne Fx,** au matériel déjà très altéré. C'est la génération principale de cônes de piémont. Sur les marges du cône **Jx** de Céret, en position d'intercône et en angle mort, il existe parfois des niveaux organiques sombres ou hydromorphes, formant un



paléosol fossilisé par les matériaux détritiques du cône, à sa base (la Nogarède), ou en position plus superficielle (coupe de la D618 à l'Ouest de Mas Xatard).

**Fy-z. Bas niveaux pléistocènes et holocènes indifférenciés. Alluvions historiques et actuelles du Boulès et de ses affluents (plaines d'Ille-sur-Têt et Bouleternère).** Les épandages holocènes et actuels du Boulès et du Gimeneil sont directement posés sur la terrasse Fy d'Ille-sur-Têt, non incisée et remaniée pendant tout l'Holocène, et encore par les crues historiques comme celle de 1940 qui a largement divagué et alluvionné sur ce plan.

**Fx-z. Alluvions indifférenciées des fonds de vallée des Aspres (torrents de Castelnou et de Corbère).** Sur le piémont, les alluvions Fx, Fy et Fz du Castelnou se confondent, surtout vers l'aval. Dans les fonds de vallée des Aspres, l'échelle de la carte ne permet pas d'individualiser les niveaux de terrasse Fx et Fy, en réalité bien distincts du lit actuel Fz.

**Jx-z. Cônes de déjection subactifs raccordés à la basse terrasse rissienne Fx, mais non disséqués et remaniés jusqu'à l'Holocène (piémont Nord des Aspres).**

**Fz. Alluvions actuelles et holocènes.** Ces bas niveaux correspondent à la plaine d'inondation et au lit ordinaire des cours d'eau ; ils sont peu développés sur la carte Céret où les vallées restent étroites et encaissées en contrebas des niveaux de terrasses. Leur composition est très caillouteuse, mais une couche métrique de sables et de limons vient en général recouvrir les éléments de plaine d'inondation en marge du lit ordinaire. On a pu parfois distinguer deux ensembles.

**Fz1. Très basse terrasse,** cultivée et située à quelques mètres au-dessus du lit actuel. Les photos aériennes de 1942 montrent à Céret par exemple que cette terrasse existait avant la crue de 1940, qui l'a respectée ; mais à Saint-Jean-Pla-de-Corts la crue de 1940 l'a recouverte de sables limoneux et de graviers, détruisant les deux remblais d'accès au pont, ainsi isolé au milieu du lit de crue. Ce bas niveau a pu être mis en place ou remanié par les violentes crues historiques dont on connaît la chronique pendant le Petit âge glaciaire, avec les événements de 1264 (destruction probable du vieux pont romain de Céret), 1421 et 1553 (destructions du pont du Boulou), 1632, 1763 (catastrophe majeure en Vallespir) et ses répliques de 1766, 1772 et 1777 (Bénech, 1993). Ces événements excessivement violents, dont certains ont dépassé en intensité la crue de 1940, n'ont pu que remanier très largement ces fonds de vallée étroits. Il est probable cependant qu'en certains points abrités il existe des lambeaux alluviaux holocènes plus anciens. C'est le cas pour le bas niveau Fz1 de Palalda (Kotarba *et al.*, 2007), qui porte en surface des vestiges de l'Antiquité *sensu lato* et du Moyen Âge (X-XIII<sup>e</sup> siècle), et pour celui de la Canterrane entre Trouillas

et Nyls, où un site du haut Moyen Âge est installé sur ce bas niveau caillouteux, mais fossilisé par 1,4 m d'une séquence de crue à galets et sables grossiers ; à Nyls même, cette basse terrasse est visible sur 4 m (2 m de galets grossiers surmontés de 2 m de limons sableux bruns à rares galets à la base) et son plancher n'a pas été atteint par l'incision du lit mineur actuel.

**Fz2. Alluvions actuelles et remblaiement de la crue de 1940.** Cette notation correspond essentiellement aux lits mobiles et à la plaine alluviale actifs et inondables des cours d'eau. Les alluvions y sont très grossières, associant blocs et galets. Les effets de la crue de 1940 ont laissé là des marques profondes, en particulier sur le Tech où le débit de pointe aurait atteint  $3\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  et les transports solides sont estimés à 10-15 Mt conduits jusqu'à la mer et 25-35 Mt jusqu'à Céret au moins (Pardé, 1941), cela en 4 jours et avec une proportion considérable de charriages grossiers, évalués à  $415\,000\text{ m}^3$  à Amélie-les-Bains (par comparaison, ces transports sont estimés en année moyenne à Céret entre 380 000 et 540 000 t, dont 100 000 t pour les charriages). Après la crue, le lit avait été remblayé de plus de 5 m, par exemple au niveau de Saint-Jean-Pla-de-Corts sous le pont et en aval du camping de rive droite, où depuis 60 ans l'incision du lit a retrouvé le substrat néogène en place.

**Jz. Cônes de déjection locaux raccordés au bas niveau holocène et historique Fz,** actuellement inactifs, développés au pied des *badlands* qui entaillent les collines dans le Pliocène du Boulou.

### Formations résiduelles

**RF.** Formations résiduelles issues du démantèlement des nappes alluviales anciennes : très haute (RFu), hautes (RFu-v, RFv) et moyenne (RFw) terrasses. Elles coiffent les sommets de croupes taillées dans le Pliocène et sont constituées principalement par des galets quartzeux patinés et parfois éolisés, plus ou moins dispersés sur le substrat et de taille souvent volumineuse, ce qui rend aisée leur attribution à d'anciennes nappes alluviales quaternaires démantelées. On signalera par exemple l'énorme bloc de quartz blanc roulé long de près de 2 m qui git sur le flanc de Paralbe (p.c. 106, au Nord de Saint-Jean-Lasseille). Vers le bas des pentes ces dépôts glissés passent à des colluvions à galets, notées C et parfois épaisses.

### Formations de versant et assimilées

**Matériel colluvio-alluvial (CF).** Il forme en plaine des couvertures assez minces (1 à 3 m) de glaciis en pente faible raccordés aux niveaux de terrasses (plaine de Thuir à Canohès) ; le matériel remanié des sables limoneux pliocènes et des graviers ou des galets repris soit au Pliocène détritique, soit aux hautes

terrasses ; ces dépôts d'âge incertain passent latéralement dans certaines coupes à la nappe alluviale Fx. On a ajouté l'indice d'âge à CF lorsque ces formations s'intègrent dans un étagement de topographies net. Ces matériaux passent aussi par des transitions (notées CJ) aux cônes de déjection J. Dans les hautes vallées, complexes épais associant alluvions fluvio-torrentielles et apports latéraux de versant ou cônes de déjection. Les indices de la carte ne les distinguent pas toujours et beaucoup de placages notés FZ1 sont en réalité plus anciens et *pro parte* attribuables à CFx-y (haute Canterrane, haut Boulès, Ample, p. ex.).

**CFv. Lanière de glacis en position de haute terrasse (bassin de la Canterrane)**, en rive gauche (Sainte-Colombe), formant une couverture caillouteuse de quartz et quartzites patinés.

**CFw-v. Haute lanière de glacis de Thuir, à matériel carbonaté et encroûté.**

**CFw. Lanière de glacis en position de moyenne terrasse (bassin de la Canterrane).**

**CFx. Glacis à couverture altérée et rubéfiée raccordé à la terrasse rissienne Fx de la rive gauche du Tech.** Dans les hautes vallées des Aspres, par exemple sur le Boulès, cette notation désigne d'épais complexes associant alluvions fluvio-torrentielles et apports latéraux de versant ou cônes de déjection, très rubéfiés et altérés ; ces matériaux sont fréquents en bas de versant mais n'ont pas été systématiquement cartographiés. Sur la rive gauche du Tech, en aval de Saint-Jean-Pla-de-Corts et du Boulou, ce sont des glacis à couverture altérée et rubéfiée remaniant le Pliocène et passant latéralement à la terrasse rissienne Fx qu'ils finissent par surmonter.

**CJx. Glacis-cône à matériel carbonaté de l'Hôpital de Thuir, raccordé topographiquement aux plans CF et Fx de la terrasse de Thuir.**

**Ch. Colluvions fines et remplissages hydromorphes, parfois halomorphes, des dépressions éoliennes fermées, excavées dans le Pliocène fin.** Ces colluvions brun noir argilo-limoneuses, passent sur les marges à de petits cônes sableux aplatis et contiennent suffisamment de sels pour donner en période sèche des efflorescences blanches (cuvette de Nyls par exemple). Elles remblaient en général sur une faible épaisseur visible des cuvettes fermées d'origine éolienne, creusées en marge des nappes alluviales caillouteuses et au détriment des affleurements de sables et de limons pliocènes dans le bassin du Roussillon. Cette morphogenèse éolienne a manifestement perduré jusqu'au Pléistocène récent et les cuvettes sont creusées en contrebas de Fw, voire de Fx à Ponteilla et Canohès (Calvet, 1981 ; Ambert et Clauzon, 1993). Les plus petites cuvettes du secteur de Trouillas sont en partie au moins

liées au soutirage et à la suffosion, au détrimement des sables fins situés sous les limons plus compacts, comme le montrent des formes encore actives de ce processus. Ces dépressions sont restées occupées par des lacs saisonniers et des marécages jusqu'à leur drainage et mise en culture ou en prairie, dès le Moyen Âge selon la tradition, plus généralement au cours du XIX<sup>e</sup> siècle. Un site du début de l'âge du fer est signalé sous 0,8 m de limons argileux en marge nord du plancher de l'ancien étang de Bages (*in* Kotarba *et al.*, 2007), sur la feuille Argelès-Cerbère, ce qui est un indice du faible colmatage historique de ces cuvettes fermées.

**CF. Matériel colluvio-alluvial, couvertures de glacis en pente faible raccordée aux niveaux de terrasses (plaine de Thuir à Canohès) ; dans les hautes vallées, complexe épais associant alluvions fluvio-torrentielles et apports latéraux de versants ou cônes de déjection.**

**C. Colluvions de versant caillouteuses remaniant les alluvions des terrasses anciennes et autres colluvions indifférenciées des Aspres.** Elles n'ont été notées sur la carte que dans le bassin du Roussillon (et pas systématiquement), où elles représentent des nappes caillouteuses remaniant les hautes terrasses alluviales et glissées jusqu'au pied des versants des buttes résiduelles. Ces nappes parfois plurimétriques peuvent remblayer des incisions locales de ravins, leur mise en place, jusque sur des pentes faibles, supposant des mécanismes de solifluction, préférentiellement sur les expositions à l'Est. Le matériel est exclusivement quartzéux et emballé parfois de très vieux outils, en général très éolisés, attribués aux *Pebble cultures* de la première partie du Pléistocène moyen (Martzluff, 2006)

**E. Éboulis et formations de versant diverses des massifs. (1) Terrains glissés.** Sous cet indice générique on a regroupé des formations d'âge et de signification génétique très variés, où les vrais éboulis de gravité sont en définitive très minoritaires. Ces couvertures sont d'autant plus répandues que l'altitude augmente et que les roches sont friables, mais elles n'ont pas été systématiquement cartographiées.

Dans les Aspres schisteuses, on a déjà signalé les abondants tabliers colluviaux, en général très rubéfiés et attribuables à la génération CF<sub>x</sub> de la vallée du Boulès, mais aussi de la haute Canterrane et du haut Réart, ainsi que du Tech en amont de Céret. Ces dépôts renferment des festons de cryoturbation jusqu'à basse altitude (Calvet, 1996). Les matériaux similaires mais plus grisâtres et attribuables au Würm apparaissent ponctuellement au fond de la vallée du Boulès, mais ne se généralisent qu'au-dessus de 700-1 000 m : un manteau continu et mince de cailloux anguleux emballés dans une abondante matrice terreuse tapisse les versants convexes du massif du Sainte-Anne dans les hautes Aspres et s'épaissit fortement dans les vallons, où il se charge de grandes

dalles et blocs volumineux. Des glissements chaotiques (1) apparaissent aussi sur les versants schisteux raides, par exemple sur le Boulès (sous le Mas de la Quère, où la forme est très ancienne et entièrement aménagée en terrasses de culture), ou dans la vallée de Glorianes, où une remise en route du glissement des Clots (rive droite, en face des Voltes) est attestée en 1940. On ne les a pas tous repérés sur la carte mais seulement ceux affectant le Dévonien (*cf. infra*). Sur les versants du Canigou et du massif de Batère, les dépôts de pente wurmiens se généralisent, en exposition Nord au moins. Ce sont d'épais manteaux de 3 à 4 m de convois limono-sableux à blocs, mis en place par gélisolifluxion, avec fauchage à la base des lits schisteux ou des arènes granitiques en place ; ils passent latéralement ou sont surmontés par des tabliers de gros blocs jointifs (dénommés localement *clapisses* ou *tartères*), dans les vallons ou au pied des arêtes rocheuses ; ces derniers se généralisent sur les gneiss.

Autour des petits massifs dévoniens de Castelnou, Camélas, Oms et surtout Montner et Mont-Hélène, existent de nombreux affleurements de brèches carbonatées. Ces dépôts souvent très perchés et démantelés forment probablement plusieurs générations datant d'un Quaternaire moyen et ancien et que l'on retrouve des Corbières à l'Empordà (Calvet, 1996). Les plus significatifs sont sur le flanc oriental du Mont-Hélène : ils forment une longue coulée chaotique qui descend jusqu'à la Calcinette (357 m). Ils offrent des indices de remise en route fréquents (1), probablement favorisée par le Silurien sous-jacent, et les panneaux les plus hauts sont basculés à contre-pente. La base est une brèche d'écroulement chaotique, mais elle passe à son toit à des lits d'éclats homométriques et aplatis qui signent les premières manifestations du froid dans le cadre régional. L'ensemble est pris dans un ciment carbonaté massif, beige ; il existe enfin des restes d'encroûtement superficiel véritable, en dalles rose saumon, faciès nodulaires et pellicules zonaires (site du ravin de Roque Jalaire, vers 650 m). Ce type de brèche ancienne surmonte la terrasse Fu de la Têt, datée à Villefranche (feuille Prades), et lui est donc immédiatement postérieur (Calvet *et al.*, 2015).

### Formations glaciaires

Elles apparaissent exclusivement dans l'angle sud-ouest de la feuille, dans le massif du Canigou. Les fronts morainiques wurmiens sont situés sur la feuille Prades, à 1 500 m d'altitude pour le Riuferrier et à 1 350 m pour la Lentilla.

**Gw-v. Glaciaire ancien de Valmanya : moraines très anciennes (Pléistocène moyen-ancien probable) à matériel très altéré et formes démantelées (blocs erratiques épars principalement).** Ces dépôts jalonnent la crête rocheuse au-dessus du château de Valmanya, entre 950 et 1 100 m, soit 100 m environ au-dessus du lit actuel du torrent et 70 m au-dessus des alluvions fluvioglaciaires würmiennes Fy. Le talus de la piste expose

un till à matrice limoneuse bleutée à rares galets très altérés, scellé par des colluvions caillouteuses locales à cimentation ferrugineuse ; la crête au-dessus est jonchée de galets et de gros blocs allogènes de gneiss, alors que le substrat est micaschisteux. L'un de ces blocs est exceptionnel et ne peut être qu'un erratique glaciaire, car il s'agit d'un gneiss sombre, long de 9 m pour 5 à 6 m de haut et de large. Il s'agit d'un très vieux glaciaire (Calvet, 1996).

**EGy. Tabliers de gros blocs passant à l'aval à des bourrelets de glaciers rocheux, Würm** (au-dessus de 1 800 m, au Sud du Puig de Pel de Ca). Ces systèmes de bourrelets multiples ne sont pas des moraines véritables, mais des formes de fluage liées à la glace instertitielle présente dans l'éboulis pendant les périodes froides.

### Dépôts anthropiques

**X. Remblais** (modernes ou anciens). Les remaniements les plus volumineux concernent le tracé de la LGV et datent du début des années 2000. Des remblais importants jalonnent aussi le tracé de l'autoroute A9, ainsi que la voie rapide en marge du lac de barrage de Vinça et datent des années 1970. D'autres remblais, plus originaux, n'ont pu être portés sur la carte vu leur taille réduite ; il s'agit des amas de scories ou déblais miniers liés à l'exploitation et au traitement du minerai de fer. On citera ceux de l'époque contemporaine de Batère, la Pinouse, Formentière, etc., et le crassier romain sur lequel est édifiée l'église romane Saint-André-de-Baillestavy. Mais il existe en fait de très nombreuses aires de réduction ou *ferriers* datant de l'Antiquité sur le territoire de la feuille Céret : on en répertorie au moins quinze de grande ou moyenne taille (jusqu'à 60 000 m<sup>2</sup>) à Montbolo, Saint-Marsal, Prunet, Baillestavy (Mut et Kotarba, 2007).

## ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES

L'histoire géologique enregistrée sur la feuille Céret, et plus généralement dans les Pyrénées orientales, est longue de près de 600 millions d'années. C'est en quelque sorte un condensé de l'histoire géologique française. On peut reconnaître plusieurs grandes périodes :

- une période préhercynienne, antérieure à l'Ordovicien supérieur, marquée par des événements cadomiens finiprotozoïques et des événements sardes ordovicien inférieur-moyen ;
- une période hercynienne *stricto sensu*, de l'Ordovicien supérieur à la fin du Paléozoïque ;
- une période alpine *stricto sensu*, au Mésozoïque et au Paléocène-Éocène ;
- une période post-alpine (mais encore alpine *s.l.*), de l'Oligocène au Quaternaire.

En ce qui concerne la tectonique, particulièrement complexe sur la feuille Céret, il est convenu de distinguer :

- la tectonique préhercynienne sarde, médio-ordovicienne, plicative ;
- la tectonique hercynienne du Carbonifère supérieur, polyphasée, avec plis couchés et droits, chevauchements et schistosités, associée à un intense plutonométamorphisme ;
- la tectonique alpine, finicrétacée à éocène, essentiellement chevauchante ;
- la tectonique post-alpine, principalement marquée par des failles normales et la formation de bassins de type hémigraben (Roussillon, etc.), et associée à la morphogenèse.

Les structures majeures de la feuille Céret sont, dans le massif des Aspres principalement (*voir schéma structural et coupe générale*) :

- les plis sardes, bien visibles au centre de la carte, responsables de la *discordance sarde* de l'Ordovicien supérieur sur le Groupe de Jujols ;
- le pli couché et le chevauchement de Ravirou, hercyniens précoces, au Sud de la faille de Castelnou ;
- le synclinal des Aspres, mégapli droit hercynien tardif dont la trace axiale coïncide plus ou moins avec la faille de Castelnou ;
- le chevauchement alpin des Aspres, qui fait chevaucher l'unité des Aspres sur l'unité du Canigou, dans le quart sud-ouest de la feuille ;
- les failles normales néogènes du Tech au Sud-Est et de la Têt au Nord-Ouest, et les bassins qui leur sont liés : bassin du Roussillon à l'Est des Aspres, bassin du Conflent au Nord-Ouest.

### ÉVOLUTION PRÉHERCYNIENNE

Dans les Pyrénées orientales, l'abandon de la notion de socle cadomien - constitué en partie par des métagranites aujourd'hui datés de l'Ordovicien - et d'une discordance majeure de la série préhercynienne sur ce socle, c'est à dire l'abandon de la notion de cycle cadomien majeur, conduit à poser la question de l'existence ou non d'événements cadomiens, dans la partie inférieure édiacarienne (Groupe de Canaveilles) de la série préhercynienne (Laumonier *et al.*, 2004). D'autre part, si l'orogénèse hercynienne du Carbonifère supérieur dans les Pyrénées est un fait solidement établi depuis très longtemps, il est apparu récemment que l'Ordovicien inférieur-moyen (~ 480-460 Ma) est une période particulièrement active avec la mise en place d'énormes laccolithes granitiques - transformés en massifs gneissiques stratoïdes à l'Hercynien - et une tectonique marquée par des plis et des basculements suivis d'une érosion à l'origine de la discordance cartographique et, tout spécialement dans les Aspres, angulaire de l'Ordovicien supérieur sur la série préhercynienne. On peut qualifier de *sardes* ces événements.

### **Sédimentation préhercynienne (Édiacarien - Cambrien *p.p.*)**

Aucune étude sédimentologique n'a été consacrée à la série préhercynienne. Globalement, les conditions de dépôt sont marines, de type plate-forme plus ou moins profonde ou bassin, parfois euxiniques, souvent très uniformes à l'échelle de la carte et au-delà.

Dans le Groupe de Canaveilles édiacarien, 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 shalograuwackeux, ou plus marquée, avec développement de faciès volcanosédimentaires fins encore très distaux (microgranulés) ou plus grossiers et proximaux (granulés), et même de faciès volcanodétritiques (tufs). Cette composante s'atténue du SW vers le NE, en accord avec son plus grand développement au Sud et au Sud-Ouest (feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo) et sa quasi absence au Nord et à l'Est (feuilles Prades et Argelès-Cerbère). Dans la Formation de Canaveilles, les intercalations calcaro-dolomitiques traduiraient des diminutions de la profondeur de dépôt (présence de stromatolithes à Batère) et même le développement de conditions récifales, comme le suggèrent certaines surépaisseurs brusques et locales (Batère). À ce jour, aucun dépôt glaciogénique (diamictites) n'a été décrit dans les Pyrénées.

Le Groupe de Jujols, Cambrien *s.l.*, est caractérisé par un renouvellement des apports et de leur source. La composante volcanique disparaît. Les microconglomérats de la Formation d'Évol sont parfois riches en grains monocristallins de quartz limpide pour lesquels une origine volcanique, rhyolitique, a été évoquée (Polizzi, 1990) mais qui reste douteuse ; l'abondance des grains de quartz blanc, de tourmaline et de zircons fait plutôt penser à une source de nature granitique dont la localisation, à l'échelle de la Zone axiale des Pyrénées-Orientales, serait à rechercher au Nord-Ouest du domaine. Dans la Formation d'Alós d'Isil, ils constituent des décharges sableuses dans un dépôt pélitique fin, banal, parfois euxinique, pas très différent de celui de la Formation de Cabrils. Dans la Formation d'Alins, ils sont souvent associés à des dépôts chenalisants à base très grossière, conglomératique, le tout évoquant un contexte deltaïque. Les horizons gréseux grano- et stratocroissants (secteur du Caratg – Roc del Qués en particulier) évoquent quant à eux des barres littorales, donc une faible profondeur de dépôt ; à ce moment, la présence d'une zone émergée située au Nord ou à l'Est des Aspres est à envisager. Les schistes rubanés, typiques de la Formation d'Alins et surtout de la Formation de Jujols dans laquelle ils se généralisent (*schistes de Jujols*), 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 donc improbable. On notera la tendance régressive indiquée par la Formation d'Alins (P. Razin, comm. pers. ; M. Padel, thèse en cours).



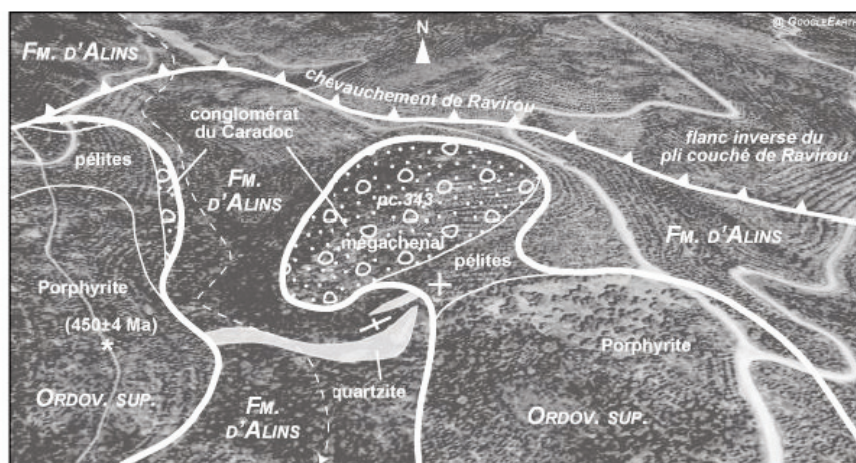
## **Tectonique et plutonisme sardes (Ordovicien inférieur-moyen)**

Dans l'unité des Aspres, les terrains hercyniens (Ordovicien supérieur et Siluro-Dévonien, toujours étroitement associés), souvent subhorizontaux, ils forment des massifs isolés qui semblent flotter, à la manière de buttes témoins ou de klippes, sur un Groupe de Jujols souvent fortement penté et structuré en bandes WNW-ESE. C'est particulièrement net dans le centre de l'unité : massif du Mont-Hélène, de Montner et d'Oms, massif de Llauro. Ce dispositif, évident sur les cartes (notamment sur la feuille Prades à 1/80 000), a été peu discuté jusqu'à ce jour. Le contact entre terrains hercyniens et préhercyniens serait stratigraphique pour certains auteurs, tectonique pour d'autres (Polizzi, 1990). Pour les premiers, explicitement ou non, il y aurait concordance et continuité de sédimentation entre l'Ordovicien supérieur et les séries sous-jacentes, généralement considérées de ce fait comme ordoviciennes (Cavet, 1957 ; Llac, 1968 ; Pigetvieux, 1981), mais une discordance pouvant être fortement angulaire est proposée par d'autres auteurs (Ravier *et al.*, 1975 ; Laumonier, 1987a).

De fait, le contact entre l'Ordovicien supérieur et la série préhercynienne est bien normal (stratigraphique) et la discordance cartographique est spectaculaire, puisque l'Ordovicien supérieur repose sur la Formation de Jujols ou la Formation d'Alins dans le centre de l'unité des Aspres, et sur la Formation d'Alós d'Isil au Nord de la faille de Castelnou. La discordance est fortement angulaire dans le centre du massif, ce qui est bien visible lorsque l'Ordovicien supérieur débute par le Conglomérat du Caradoc, au NE du Mont-Hélène (piste de la Moulayre et bord de la D48 ; voir Pl. 2) et à l'Ouest de Ravirou (ravin de Garrissol), en particulier (fig. 6). Dans ces deux sites, la Formation de Jujols et une partie de la Formation d'Alins manquent, et le Conglomérat du Caradoc repose sur les quartzites de la Formation d'Alins avec un angle proche de 90°, les quartzites ayant été verticalisées avant le dépôt de l'Ordovicien supérieur, resté subhorizontal.

La forte discordance angulaire résulte de l'érosion de plis WNW-ESE droits ou déversés au SSW, dont l'amplitude et la largeur sont de l'ordre de 2 km ; les anticlinaux font affleurer la Formation d'Alins sous la Formation de Jujols, au Nord et au SE du Mont-Hélène, et au SE de Montauriol. Aucune microstructure (petits plis, schistosités) ni métamorphisme sardes n'ont été identifiés. Au Nord de la faille de Castelnou, la discordance n'est que faiblement angulaire mais le niveau d'érosion avant l'Ordovicien supérieur était plus profond, puisque toute la Formation d'Alins est supprimée. Ailleurs dans le massif des Aspres, faute du marqueur que constitue la discordance de l'Ordovicien supérieur, il est impossible de mettre en évidence d'éventuelles déformations préhercyniennes.

L'âge de cette tectonique plicative n'est qu'imparfaitement connu. D'après les terrains affectés, elle peut être finicambrienne à ordovicien moyen. Toutefois,



**Fig. 6 - Discordance sarde de Ravirou**

700 m à l'Ouest du Mas d'En Ravirou, aux alentours du pc 343, on voit de manière remarquable la discordance de l'Ordovicien supérieur, en moyenne subhorizontal, sur les pélites et les quartzites de la Formation d'Alins, subverticaux. De plus, le Conglomérat du Caradoc forme ici un mégachenal adossé à un paléorelief déterminé par le quartzite. L'échantillon de Porphyrite daté de  $450 \pm 4$  Ma a été prélevé 200 m au SW du pc 343.

compte tenu de la très forte érosion anté - Ordovicien supérieur qui a pu faire disparaître tout ou partie de l'Ordovicien inférieur, un âge ordovicien « moyen » est plus probable, comme dans d'autres domaines de la chaîne hercynienne (Sardaigne, notamment) où la phase tectonique sarde est bien connue. La tectonique sarde, peu (feuille Prades) ou modérément marquée (feuille Prats-de-Mollo) dans les Pyrénées, constitue donc l'une des principales originalités de la feuille Céret.

Comme il a été dit plus haut, les relations entre le plutonisme ordovicien et la tectonique sarde restent incertains. Les intrusions sardes *s.s.*, datées de l'Ordovicien inférieur-moyen, peuvent être anté- à syntectoniques des plis sardes et sont très probablement antérieures à l'érosion et la discordance sardes ; elles n'ont pas laissé de marques visibles dans la tectonique sarde. Au contraire, les intrusions datées de l'Ordovicien supérieur sont nécessairement postérieures à la discordance sarde.

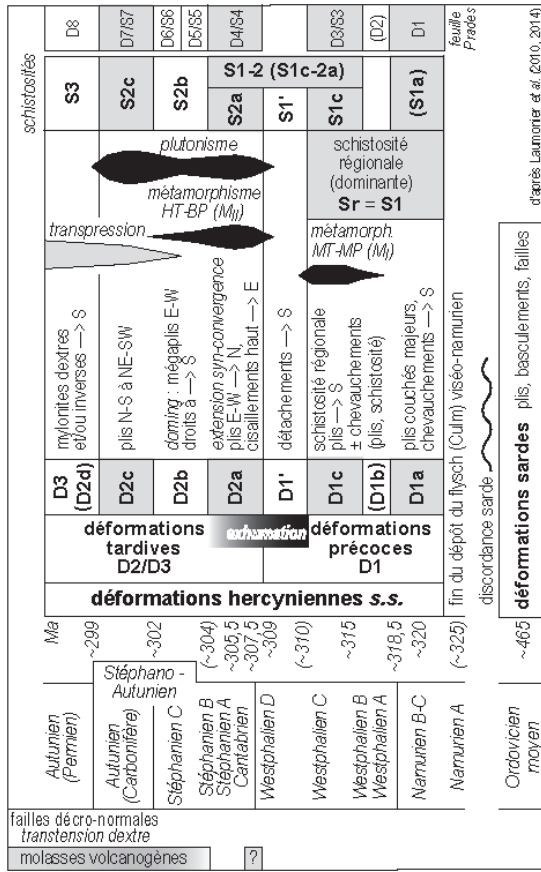
### *ÉVOLUTION HERCYNIENNE*

Dans les Pyrénées orientales, on peut rapporter au cycle hercynien *stricto sensu* la série débutant à l'Ordovicien supérieur et s'achevant au Carbonifère inférieur (~ 455-325 Ma) ainsi que la tectonique, le plutonisme et le métamorphisme du Carbonifère supérieur (~ 325-300 Ma). Des dépôts molassiques volcanosédimentaires stéphano-autuniens achèvent ce cycle. Sur la feuille Céret, la série hercynienne n'atteint pas le Carbonifère et les formations stéphano-autuniennes sont inconnues, du fait des érosions préalpines.

#### **Sédimentation hercynienne (Ordovicien supérieur à Dévonien)**

La série hercynienne des Aspres, quelque peu isolée à l'extrémité orientale de la chaîne pyrénéenne, présente de nombreuses ressemblances avec les séries observables plus à l'Ouest (Conflent, Pays de Sault) et au Sud-Ouest (Ripollés) mais aussi au Nord-Est (massif de Mouthoumet).

Les dépôts de l'Ordovicien supérieur (~ 455-445 Ma) se sont faits sur une vaste plate-forme marine détritique froide, plutôt calme, à des profondeurs modérées à fortes, peut-être faibles et assez tempérées pour les schistes troués fossilifères, froides (période glaciaire) à la transition avec le Silurien ; les conditions de dépôt du conglomérat basal restent discutées (conditions littorales ?). Au Silurien inférieur, les conditions de dépôt sont profondes et euxiniques ; elles sont moins profondes et un peu plus oxygénées au Silurien supérieur et jusqu'au début du Dévonien inférieur, où des dépôts carbonatés sont possibles. Au Dévonien (~ 415-360 Ma), à la différence des Pyrénées centrales et occidentales, la sédimentation dans les Pyrénées orientales (domaines oriental



**Fig. 7 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme**

Pour l'ensemble des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est de la Zone Axiale pyrénéenne (en particulier Argelès-sur-Mer-Cerbère, Ceret, Prats-de-Mollo et Mont-Louis), il est possible d'utiliser la chronologie relative des déformations hercyniennes établie initialement sur la feuille Prades, seule feuille où l'analyse structurale a été effectuée de façon complète, mais avec la notation de B. Laumonier et al. (2010) légèrement modifiée. La schistosité hercynienne régionale/dominante (Sr) a cependant un âge et une signification variables – et discuté – selon le niveau structural et le degré métamorphique (il s'agit généralement de S1c, parfois de S1c-2a). Les repères chronostratigraphiques – approximatifs – indiqués à gauche de la figure ainsi que l'âge des molasses stéphano-permiennes est repris de Laumonier et al. (2014).

et El Comte ; Sanz-López, 2002, 2004) est plus mince, principalement carbonatée et moins différenciée ; les formations silicoclastiques du Frasnien par exemple, y sont inconnues. L'ambiance générale est celle d'une plate-forme épicontinentale accidentée de hauts et de petits bassins.

Il convient cependant (Raymond et Weyant, 1982 ; Raymond, 1986) de distinguer, dans l'Est des Pyrénées, deux types de séries dévoniennes hétéropiques séparées par un contact chevauchant hercynien majeur (*cf. infra* et notice Prats-de-Mollo) :

– des séries inférieures subautochtones (série de la Fajolle du Pays de Sault, série inférieure du Conflent), plus ou moins pélitico-carbonatée (calcschistes, calcaires et dolomies), souvent de type bassin ;

– des séries supérieures allochtones (séries du Pic d'Ourtiset et d'Usson-les-Bains du Pays de Sault, série supérieure du Conflent, série du Ripollès), franchement carbonatée, voire récifale ; la série des Aspres est à rattacher à cet ensemble, son caractère allochtone expliquant l'important décollement visible au niveau du Silurien.

### **Tectonique hercynienne (D1-D3)**

L'évolution structurale est particulièrement complexe (fig. 7) et reste très controversée, sur la feuille Céret comme ailleurs dans les Pyrénées.

L'importance des tectoniques alpine et post-alpine rend nécessaire de présenter séparément les structures hercyniennes précoces D1 et tardives D2 des trois unités alpines des Aspres, du Canigou et des Albères, entre lesquelles les corrélations sont difficiles, puis d'aborder plus rapidement les structures mylonitiques D3. Après une discussion relative aux microstructures - principalement les schistosités -, il sera surtout question des structures cartographiques.

### **Unité des Aspres**

#### **La question des schistosités hercyniennes**

La tectonique hercynienne de la feuille Céret est moins bien connue que celle de la feuille Prades, qui fait référence en la matière (Laumonier et Guitard, 1978 ; Guitard *et al.*, 1984, 1998 ; Laumonier *et al.*, 1984). Dans l'unité des Aspres, elle a fait l'objet de plusieurs travaux (Llac, 1968, 1969a, b ; Laumonier, 1987a ; Polizzi, 1990), avec des résultats très contrastés. Un point de désaccord majeur concerne l'interprétation de la (ou des) schistosité(s) majeure(s) qui affecte(nt) la quasi-totalité des terrains, depuis les gneiss et les micaschistes profonds jusqu'au Dévonien. La succession lithostratigraphique sur laquelle s'appuie les analyses structurales est elle-même controversée (*cf. supra*). Il en

résulte des interprétations divergentes quant au nombre et à la nature des phases de déformation, ainsi que sur la structure générale du massif des Aspres.

Dans les domaines profonds, on identifie sans peine une schistosité dominante « régionale » (Sr) continue (« schistosité de flux »), très régulière, née subhorizontale, toujours confondue ou presque avec la stratification (foliation des micaschistes) et donnant aux métagranites ordoviciens leur texture gneissique. Ce sont les schistosité S1\* et/ou S2\* de F. Llac (1969a,b) et S. Polizzi (1990) - *dans cette notice, la notation \* signale la numérotation des auteurs précités* -, difficiles à séparer d'où l'appellation de S1-2\* souvent employée. C'est la schistosité S3, unique, de B. Laumonier (1987a), qui est associée, dans les métasédiments et notamment dans les marbres, à des plis couchés, rares et petits (métriques au plus).

Plus haut dans la pile lithotectonique du centre du massif, dans les épischistes rubanés d'Alins-Jujols (Sud de Casefabre, secteur de Fontcouverte, Sud de Llauro, par exemple), on observe partout une schistosité espacée (« schistosité de strain-slip »), WNW-ESE, à faible ou fort pendage N, en général fortement oblique sur la stratification S0 et associée à des plis nombreux, milli- à décamétriques ; dans le Nord du massif, au Nord de la faille de Castelnou, cette schistosité, en particulier dans les schistes d'Alós d'Isil, est à pendage S plus ou moins fort. Deux interprétations ont été avancées :

– selon F. Llac (1969a,b), il s'agirait d'une schistosité tardive S3\*, la schistosité précoce S1-2\* étant très largement effacée ; c'est en partie au moins l'interprétation de S. Polizzi (1990) ; des plis P1-2\* resteraient identifiables : plis couchés kilométriques déversés au SSW dans la série préhercynienne (Polizzi, 1990) ; plis couchés P2\* hectométriques déversés à l'Est, faiblement repris par des ondulations tardives de phase 3\* aschisteuse, dans le Dévonien de Saint-Martin, ou plis NE-SW à E-W dans le Dévonien du Causse de Thuir (Llac, 1968, 1969a,b) ;

– selon B. Laumonier (1987a), il s'agirait, le plus souvent, de la schistosité précoce S3, plus ou moins redressée par des plis tardifs majeurs généralement aschisteux (plis « postschisteux »).

À ces deux interprétations correspondent deux modèles très différents de la structure en grand du massif des Aspres :

– selon F. Llac (1969a,b) et S. Polizzi (1990), la structure générale correspondrait à un vaste monoclinale de S0/S1-2\*, en général faiblement incliné vers le N, S0 étant affectée par de très grands plis couchés P1\* qui expliqueraient les réapparitions de la Formation d'Évol dans le centre et le Nord du massif ; ce monoclinale serait modérément ondulé par des plis tardifs P3\* et recoupé par la schistosité tardive S3\*, raide et très développée - seule visible - dans le centre-Nord du massif ; ce modèle n'est pas fondamentalement différent de celui de P. Cavet (1957) ;

– selon B. Laumonier (1987a), la schistosité précoce S3 et souvent la stratification S0 présentent un pendage N variable mais souvent fort dans le Sud et le centre du massif, et un pendage S dans le Nord du massif, de part et d'autre de la faille de Castelnuou ; ce dispositif s'expliquerait par un très grand synclinal droit tardif décakilométrique au cœur duquel est conservé le Siluro-Dévonien de Saint-Martin et de Castelnuou : c'est le *synclinal des Aspres*, comparable au synclinal de Villefranche (feuille Prades) ; c'est ce pli, dont les effets se combinent à ceux d'un vaste pli couché précoce (*cf. infra*), qui rendrait compte de la réapparition de la Formation d'Alós d'Isil au Nord du massif.

Dans la suite de l'exposé, c'est ce dernier modèle qui est développé, avec la numérotation des phases de déformation de B. Laumonier *et al.* (2010), D/S1-3 devenant D/S1 et D/S4-7 devenant D/S2 (voir fig. 7 et coupe générale).

### Les déformations hercyniennes précoces (D1)

Au Sud de la faille de Castelnuou, les grésopélites de la Formation d'Alins ainsi que les calcaires de la bande de Coubris, souvent à pendage N modéré, sont renversés, ce qui permet de caractériser le flanc inverse d'un grand synclinal couché, le *pli couché de Ravirou*, à vergence S ou SW ; la Formation de Jujols au centre du massif et les séries situées plus au Sud représentent le flanc normal méridional de ce synclinal. L'anticlinal couché associé est mal visible, à cause du jeu de la faille de Castelnuou et de l'érosion ultérieure. Dans le flanc inverse, la schistosité S1c présente un pendage N généralement plus fort que celui de S0, selon un dispositif de type « flanc normal structural », bien que la série soit renversée. Ce paradoxe ne peut s'expliquer que si le pli de Ravirou est anté-S1c (pli « antéschisteux ») et est recoupé par S1c. Par analogie avec ce qui est connu dans le synclinal de Villefranche-de-Conflent (feuille Prades) et ailleurs (Laumonier, 2008), le pli de Ravirou doit être considéré comme un pli très précoce P1a. La phases D1a, dont la schistosité S1a est largement effacée, et la phase D1c, principalement marquée par la schistosité S1c (les plis P1c sont toujours modestes) sont toutes deux à vergence S-SW. Il est probable que les plis couchés à vergence E du Dévonien de Saint-Martin soient également anté-S1c, mais cela resterait à démontrer. Par ailleurs, à la différence du synclinal de Villefranche-de-Conflent, l'importance des plis sardes rend très difficile l'analyse microstructurale dans les schistes de Jujols du centre du massif : les interférences entre les plis sardes, les plis P1a et les plis P1c sont particulièrement complexes, d'où la très grande variabilité des orientations des plis P1c et des linéations  $S1c \cap S0$ , en particulier. L'angle très fort entre S0 (subhorizontale) et S1c (à fort pendage N) fréquemment observé dans ce secteur (environs de Fontcouverte, par exemple) est largement la conséquence des plis sardes, nettement plus ouverts que les plis hercyniens.

Le pli couché de Ravirou, et en particulier son flanc inverse, sont transportés vers le S par le *chevauchement de Ravirou*, probablement fini-D1, comme l'est

aussi le *chevauchement de Coubris* qui duplique ce flanc inverse et fait apparaître la bande de Coubris au milieu des grésopélites de la Formation d'Alins. Le chevauchement de Ravirou est marqué par la bande de déformation visible dans les lacets de la D48, au Nord de Fontcouverte, mais il est souvent très difficile à repérer sur le terrain (secteur de Casefabre – Can Bailly, par exemple), comme cela a déjà été souligné par S. Polizzi (1990). Le chevauchement de Ravirou est moins penté que le plan axial du pli de Ravirou, ce qui explique que l'Ordovicien supérieur et le Siluro-Dévonien engagés dans la charnière synclinale du pli de Ravirou ne soient pas visible ; seul le Dévonien de l'*écaille de Ravirou*, coincé dans le chevauchement, en est le témoin.

Le pli couché et le chevauchement de Ravirou-Coubris affectent nécessairement le Culm namurien, dans lequel ils pouvaient peut-être s'amortir (voir coupe générale et Pl. 3) ; ce Culm devait exister dans les Aspres, comme ailleurs, mais il est totalement érodé.

Par ailleurs, le Dévonien repose généralement sur un Silurien intensément tectonisé selon un décollement dont l'importance est impossible à évaluer : simple dysharmonie ou plus probablement chevauchement basal d'une nappe majeure ? Quoiqu'il en soit, il s'agit d'une structure hercynienne et non alpine, plus précisément une structure précoce D1, car elle est ployée par les grands plis tardifs P2b.

### **Les déformations hercyniennes tardives (D2)**

La principale structure tardive est le *synclinal des Aspres*, pli droit P2b plurikilométrique WNW-ESE dont la zone de charnière est mal visible car le plan axial du pli est repris par la faille de Castelnou, qui abaisse le flanc Nord du synclinal. En conséquence, S1c est globalement à pendage N au Sud de la faille de Castelnou et à pendage S au Nord. La *faille de Castelnou* est sans doute hercynienne, bien qu'un rejeu néogène ne puisse être exclu.

Le jeu conjoint du synclinal des Aspres et de la faille de Castelnou explique bien la localisation de l'Ordovicien supérieur et du Siluro-Dévonien de Saint-Martin et de Castelnou, ainsi que la présence du flanc inverse du pli couché de Ravirou au Sud de la faille uniquement. En revanche, les petits massifs ordovico-dévonien de Bouleternère et de Corbère, tout à fait au Nord, se comprennent mieux par le jeu de la zone de faille normale néogène de la Têt (*cf. infra*). Le vaste flanc Sud du synclinal des Aspres présente une inflexion synclinale de deuxième ordre à la faveur de laquelle sont conservés les massifs ordovico-dévonien du centre du massif, du Mont-Hélène à Llauro (voir coupe générale). Dans les zones structurellement plus profondes, au Sud-Ouest de l'unité des Aspres, dans les schistes de Cabrils ou de Canaveilles, des crénulations tardives subverticales (S2b) et les petits plis associés (P2b) ne sont pas rares, ce qui n'est pas le cas dans le centre-Nord de l'unité.



Le renversement de l'horizon de Serrabonne et son pendage S, aux environs du prieuré notamment, impliquent l'existence d'un pli post-D1 NW-SE à plan axial penté au SW et déversé au NE, recoupé par de (rares) microstructures D2b, c'est à dire un pli P2a, comme on en connaît sur la feuille Prades. En revanche, les plis de type « kink bands » N050 à N070°E à plan axial penté au NW, développés dans les schistes de Jujols aux environs de Vivès et de Llauro (Llac, 1968, 1969a,b), sont difficilement rapportables à l'une ou l'autre des phases de déformation tardives D2.

La faille soustractive qui, du Nord de Saint-Marsal à Céret, fait progressivement disparaître la Formation de Cabrils en direction du SE, n'est pas datée ; il s'agit aussi bien d'un accident hercynien, voire préhercynien (ordovicien ?), qu'alpin.

### **Unité du Canigou**

L'angle Sud-Ouest de la carte correspond à une partie de la retombée orientale de l'anticlinal tardif P2b décakilométrique du Canigou (feuilles Prades et Prats-de-Mollo). La schistosité précoce Sr, en principe S1c, est en général facilement reconnaissable dans les métasédiments où elle est toujours proche de S0 et dans les orthogneiss. La structure, régulière dans les gneiss et les micaschistes adjacents, présente une direction WNW-ESE dans la zone de la Coume et plus au Sud une direction proche de N-S et un pendage E moyen à fort. Une complication est introduite par le pluton de Batère qui s'insère en coin dans la Formation de Canaveilles qu'il élargit du NW vers le SE ; en conséquence, au toit du pluton, la série (S0-S1c) est orientée WNW-ESE, avec un pendage NNE. Près du pluton, en particulier dans la zone des mines de Batère, les structures tardives deviennent très complexes (Chevalier, 1975), avec en particulier apparition de plis tardifs N-S (il s'agit peut-être des plis P2c liés à la mise en place du pluton), de schistosités et de linéations tardives N-S ; dans ce secteur s'observent de nombreuses failles dont certaines au moins, minéralisées, sont clairement hercyniennes.

Le secteur Baillestavy-Velmana correspond à la terminaison sud-orientale de la zone mylonitique D3 du Llech, qui affecte les Gneiss du Canigou, les micaschistes et les marbres du Llech mais aussi les Gneiss de la Coume.

### **Massif des Albères**

La partie du massif des Albères visible sur la feuille Céret appartient globalement au synclinal P2b du Perthus. Cette zone synclinale déversée au SW sépare les anticlinaux tardihercyniens du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech) et des Albères, mais la structuration générale de ce domaine est très complexe (voir la feuille Argelès-Cerbère) et difficile à lire, du fait de l'importance du plutonisme hercynien et de la déformation mylonitique D3.

### **Zones mylonitiques tardihercyniennes (D3)**

Le Sud-Ouest du massif des Albères et le Nord-Est du massif du Roc de France sont affectés de bandes mylonitiques dextres à dextres-inverses WNW-ESE, à fort pendage NNE et linéation faiblement plongeante au NW. Ces bandes mylonitiques sont parfois épaisses de plusieurs dizaines de mètres, en particulier celles constituant la *zone du Perthus*, large d'environ 5 km (Soliva, 1992 ; Soliva *et al.*, 1991, 1993 ; Maurel, 2003). Les mylonites affectent aussi bien les métasédiments, y compris les gneiss migmatitiques de Laroque, que les granitoïdes. Dans le massif des Albères, elles transportent du NNW vers le SSE, globalement, les zones les plus métamorphiques (Gneiss de Laroque) sur des zones moins métamorphiques (Formation de Canaveilles). Les mylonites sont clairement rétro-morphiques et ont fonctionné, en fin d'évolution, dans le domaine de stabilité de la chlorite-muscovite ou de la biotite (verte). Des déformations très froides, fragiles-ductiles, s'observent également. (Pour plus de détails, voir la notice Argelès-Cerbère.) L'âge de ces mylonites est toujours discuté (synthèse et références *in* Maurel, 2003). L'analyse structurale et pétrographique milite pour un âge principalement tardihercynien (< 300 Ma), tandis que la géochronologie appuie l'idée d'un fonctionnement (ou d'une reprise) d'âge alpin, au Crétacé moyen (réchauffement statique, vers 100 Ma) et surtout à l'Éocène (déformation cisailante, vers 50-40 Ma), la cinématique éocène étant proche de la cinématique tardihercynienne. Mais à l'échelle de la carte, il semble que les mylonites sont principalement hercyniennes et relèvent plus précisément de la dernière phase de déformation tardive, D3 (D2d) ; leur orientation favorable explique leur rejeu froid alpin. (Voir les notices Arles-sur-Tech et Argelès-Cerbère pour plus de détails.)

D'autres zones mylonitiques sont connues sur la feuille Céret, en particulier :

- au Sud de Baillestavy et vers le NW, sur la feuille Prades (vallée du Llech ; voir la notice de cette feuille) ; il s'agit de mylonites de fort pendage N-NE et vergence S-SW, dextres-inverses, rétrogrades, développées dans les conditions de stabilité de la biotite, avec néoformation de calcite, qui affectent les Gneiss de la Coume, les Gneiss du Canigou et les micaschistes et marbres intercalés entre ces gneiss (voir feuille Prades) ;
- en bordure Sud du pluton de Millas, notamment le long de la D13 et près du barrage de Vinça ; il s'agit de bandes mylonitiques E-W subverticales, à linéation N-S et jeu inverse.

### **Évolution structurale tardive (D2) et plutonométamorphisme**

Dans les Pyrénées orientales, il est possible de définir trois métamorphismes, deux métamorphismes barroviens M<sub>I</sub> et M<sub>III</sub> encadrant un métamorphisme de HT-BP M<sub>II</sub> ; M<sub>I</sub> est lié aux déformations précoces D1c, M<sub>II</sub> et M<sub>III</sub> sont

synchrones des déformations tardives D2 et (?) D3 (Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010). Le métamorphisme  $M_I$  n'a pas été identifié sur la feuille Céret. À ces métamorphismes « régionaux », il faut ajouter le métamorphisme de contact, qui peut être très intense autour du pluton de Batère et des massifs basiques des Albères.

### **Le métamorphisme hercynien de HT-BP ( $M_{II}$ )**

Le métamorphisme HT-BP  $M_{II}$  est post-D1 et synchrone du 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, postérieures et qui développent un métamorphisme de contact localement fort. Il n'a pas fait l'objet d'une étude approfondie sur la feuille Céret, sauf près de Baillestavy (voir feuille Prades). Seules des indications très générales sont données ici ; pour plus de détails, voir Guitard (1970), Guitard *et al.* (1996, 1998), Vilà *et al.* (2007) et Laumonier *et al.* (2010).

Dans les unités des Aspres et du Canigou, on a simplement distingué, dans les métapelites ordinaires, la zone à chlorite-muscovite  $Z^{ch}$  (épizone, voire anchizone), la zone à biotite  $Z^b$  et la zone à cordiérite-andalousite ( $\pm$  staurotide)  $Z^{ac}$ . Comme ailleurs dans les Pyrénées, ces zones métamorphiques sont approximativement stratiformes, parallèles à S0-Sr, et comme elles sont plissées par les grands plis tardifs P2b. Signalons la présence de chloritoïde dans l'Ordovicien supérieur épizonal (secteur de Camélas, en particulier), en liaison avec des compositions chimiques particulières.

Dans le massif des Albères, certains compartiments sont catazonaux et migmatitiques (en particulier les Gneiss de Laroque bCo, à grenat-cordiérite-feldspath potassique), d'autres sont à sillimanite-muscovite ( $Z^{si}$ ), à cordiérite-andalousite ( $Z^{ac}$ ) ou à biotite ( $Z^b$ ). Globalement, le degré métamorphique décroît rapidement du NE vers le SW, conformément à la structure synclinale tardive de ce domaine et à l'empilement tectonique dû aux décrochevauchements mylonitiques D3. L'anatexie, dans la catazone des Albères, se développe principalement pendant D2a ; la foliation des migmatites « lit par lit » a valeur de S1c-2a et est plan axial de (rares) microplis à vergence NE, l'ensemble étant déformé par les plis D2b et les mylonites rétrogrades D3 (voir notice Argelès-Cerbère).

### **Le métamorphisme barrovien tardihercynien ( $M_{III}$ )**

Dans les gneiss catazonaux des Albères (voir feuille Argelès-Cerbère), pendant D2b (?) et/ou D3, des rétro-morphoses originales marquées par le développement de disthène et staurotide microscopiques (Fontailles et Guitard, 1971) traduisent un métamorphisme barrovien ( $M_{III}$ ) dû à une augmentation de

pression et/ou un refroidissement isobare (Guitard *et al.*, 1996 ; Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010).

### **Le plutonisme hercynien**

Comme cela est discuté plus en détail dans les notices des feuilles voisines Prades et Argelès-Cerbère, le plutonisme hercynien est synchrone des déformations tardives D2 (D2a-D2c) et du métamorphisme M<sub>II</sub>, ce qui conduit à la notion de plutonométamorphisme tardihercynien : métamorphisme et plutonisme apparaissent comme deux conséquences d'un même événement thermique affectant à la fois le manteau supérieur et la croûte inférieure-moyenne, à l'origine d'un plutonométamorphisme spectaculaire développé dans un régime tectonique fluctuant, de type extension synconvergence (D2a), puis convergent (D2b) et enfin décrochant transpressif (D2c), ce dernier se poursuivant pendant D3. Aucune étude particulière sur ce sujet n'ayant été effectuée sur la feuille Céret, malgré l'importance des minéralisations, en particulier dans la région de Batère, et dont certaines au moins lui sont certainement associées (voir *infra*), on ne peut que renvoyer aux notices Prades et Argelès-Cerbère pour ce sujet, ainsi qu'à Laumonier *et al.* (2010, 2014).

### *ÉVOLUTION ALPINE (MÉSOZOÏQUE-ÉOCÈNE)*

À l'exception des failles normales néogènes de la Têt et du Tech, les structures alpines visibles sur la feuille Céret - et plus largement sur les feuilles voisines - sont pour l'essentiel des chevauchements, visibles tant dans le socle hercynien que dans la couverture alpine, et résultant d'une tectonique tangentielle particulièrement complexe (pour une vue d'ensemble, voir les notices Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo, ainsi que Laumonier, 1987b, 2015). Les principales unités alpines, essentiellement formées de socle, sont du haut vers le bas de la pile tectonique :

- l'unité des *Aspres*, qui repose par le chevauchement des *Aspres* sur l'unité suivante ;
- l'unité du *Canigou*, dont fait partie la couverture du « bassin » d'Amélieles-Bains ;
- l'unité des *Albères* au Sud-Est, séparée de l'unité des *Aspres* par la *rampe du Tech*, masquée sous le Néogène du bassin du Roussillon.

Le stade orogénique majeur est d'âge éocène ; il est précédé, au Crétacé supérieur *p.p.* - Paléocène, par un stade orogénique précoce. L'orogénèse alpine succède à une longue et complexe période préorogénique, du Permien jusqu'au début du Crétacé supérieur, très peu perceptible sur la feuille Céret, et est suivie par la tectonique néogène-quaternaire, dont les effets sont beaucoup visibles.

### **Étape préorogénique (Trias)**

Sur la feuille Céret, seul le début, triasique, 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 Buntsandstein. 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.

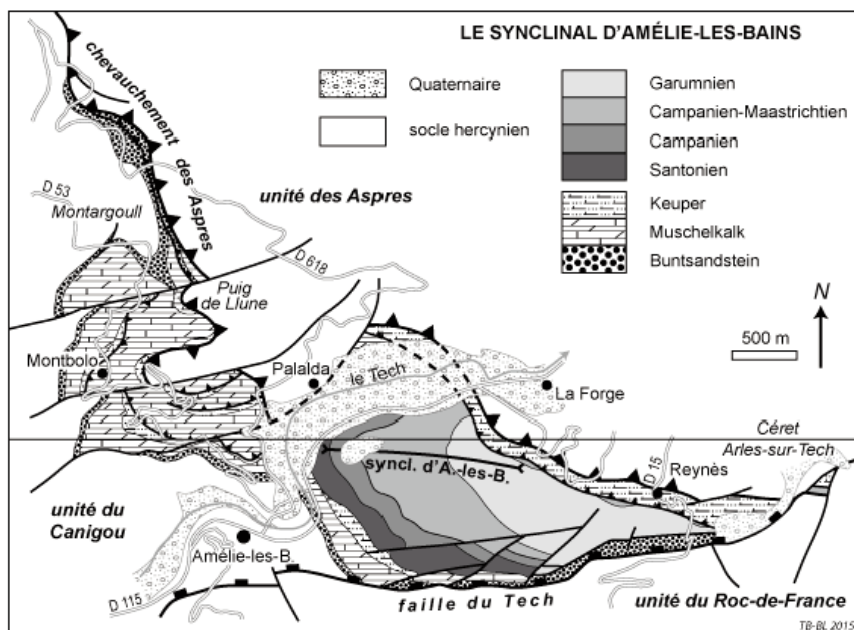
### **Étape orogénique précoce (Santonien-Garumnien)**

Le Crétacé supérieur voit l'installation d'une plate-forme marine peu profonde, mixte, détritique et carbonatée, dont les dépôts sont bien conservés dans le synclinal d'Amélie-les-Bains. Sur la feuille Arles-sur-Tech, 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'émersion et de l'érosion qu'ils scellent. Cette plate-forme proximale prend place entre un domaine probablement émergé et en voie d'érosion au Sud et à l'Ouest et un bassin plus profond et plus subsident situé au Nord-Est, au Nord-Ouest et au Nord (sillon sous-pyrénéen), régions où la série crétacée est nettement plus complète. Il est bien établi que les premiers chevauchements alpins se font au Campano-Maastrichtien ; cette déformation n'est pas perceptible sur la feuille Céret (pour plus de détails, voir la notice Arles-sur-Tech).

Le Garumnien continental fait suite normalement au Campano-Maastrichtien marin. Au Paléocène, le bassin garumnien se situe au Sud du domaine déformé au Crétacé supérieur et en voie d'érosion. Cette période (~ 65-55 Ma) longue d'environ 10 Ma est tectoniquement beaucoup plus calme que l'étape orogénique précoce du Crétacé supérieur (~ 80-65 Ma) qui la précède et l'étape orogénique majeure de l'Éocène (~ 55-40 Ma) qui lui fait suite.

### **Étape orogénique majeure (Éocène)**

Le socle hercynien de la zone axiale est-pyrénéenne est vigoureusement affecté par la tectonique alpine. Trois chevauchements majeurs à pendage N le découpent en grandes unités transportées vers le Sud, chaque chevauchement recevant le nom de l'unité qu'il supporte. Ce sont, du Nord vers le Sud : le



**Fig. 8 - 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 se voit bien le synclinal d'Amélie-les-Bains et l'écaille de Reynès, sur la seconde les écailles de Montbolo (cartographie T. Baudin, 2004).

chevauchement des Aspres, celui du Canigou et celui du Vallespir, ces deux derniers apparaissant sur les feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo.

### **Le chevauchement des Aspres et les unités des Aspres et du Canigou**

La principale structure alpine de la feuille Céret est donc le *chevauchement des Aspres*, anciennement appelé chevauchement frontal du Canigou, faille de Palalda ou chevauchement d'Amélie-les-Bains (Casteras et Auriol, 1958c ; Autran *et al.*, 1958 ; Guitard, 1970 ; Papa, 1984). Visible dans le quart sud-ouest de la feuille, il transporte l'*unité des Aspres* sur l'*unité du Canigou*. Ce chevauchement est reconnu sur 25 km, de la vallée du Llech (feuille Prades) à Reynès (feuille Arles-sur-Tech), entre les failles de la Têt et du Tech, avec une direction N125 très constante et un pendage N variable. La préservation d'une partie de la couverture alpine du socle de l'unité du Canigou (Trias et Crétacé supérieur du « bassin » d'Amélie-les-Bains), mais aussi la présence de grès rouges triasiques et/ou garumniens et de calcaires à hippurites crétacé supérieur résédimentés dans le Miocène du bassin du Conflent (feuille Prades), attestent l'âge alpin du chevauchement des Aspres, qui serait d'âge éocène inférieur, plus précisément cuisien (voir notice Arles-sur-Tech).

À la base de l'unité des Aspres, le chevauchement se localise au niveau des marbres de la bande de Taulis (bC2), depuis la vallée du Tech jusqu'au Sud de Saint-Marsal. Vers le Nord-Ouest, à partir du Col Palomère, il descend progressivement dans la série jusqu'à former la base des Gneiss de la Coume (feuille Prades), dont seule la pointe sud-orientale affleure sur la feuille Céret, à l'Ouest de Baillestavy. Au toit de l'unité du Canigou se développent quelques failles inverses orientées N100°E (Sud de Baillestavy) et N110°E (Sud du Col Palomère, Ouest de Taulis) et N060°E ; au Sud-Ouest de Saint-Marsal, ces failles déterminent un système d'écailles (du N au S et du haut vers le bas : écailles du Puig del Correc, du Mas Nou et de la Maisonnette), à valeur de duplex basal.

Le Mésozoïque d'Amélie-les-Bains est vigoureusement tectonisé sous le chevauchement des Aspres (Autran *et al.*, 1958 ; Casteras et Auriol, 1958c ; Saillant, 1982 ; Papa, 1984 ; Casas et Torrades, 2010). En rive gauche du Tech, entre Palalda et Montbolo, le Trias calcaro-dolomitique et gypsifère, localement renversé, est affecté par des plis N100°E et par des écailles (écailles de Montbolo) pentées d'environ 30° au NNE venant au-dessus d'un tégument de Trias rouge et carbonaté adhérent au socle. Au Nord (Montargoull), le chevauchement des Aspres est souligné par une écaille N150°E de Trias rouge. En rive droite du Tech, le tégument triasique se complète par le Crétacé supérieur et le Garumnien du *synclinal d'Amélie-les-Bains*, orienté 100E35 et déversé au Sud (voir feuille Arles-sur-Tech et fig. 8) ; seul le flanc Nord de cette structure est visible sur la feuille Céret. Le synclinal est tronqué par le chevauchement des Aspres, ici très fortement penté au Nord, dont il est séparé

par une lame de Trias (écaïlle de Reynès) prolongeant vers le SE les écaïlles de la rive gauche.

D'après ces structures (failles inverses en échelon, écaïlles, plis E-W) et les microstructures associées (schistosités N100°E, déformation dextre sur les accidents NNW-SSE), le chevauchement des Aspres est dans son orientation actuelle un chevauchement légèrement décrochant dextre, l'unité des Aspres étant transportée en direction du SSW. À l'approche de la faille du Tech, des décrochements senestres NE-SW, probablement antérieurs au mouvement normal néogène de la faille, suggèrent un jeu conjugué de celui du chevauchement des Aspres (Papa, 1984). Par ailleurs, la faille normale néogène du Tech serait précédée par un décrochement senestre alpin ; c'est la seule façon d'expliquer l'écaïlle de Trias de Céret, qui doit être rattachée à la structure d'Amélie-les-Bains *via* un décrochement senestre d'environ 4 km. Le déplacement sur le chevauchement des Aspres est difficile à évaluer mais il est au minimum plurikilométrique au Sud-Est, voire de l'ordre de 15 km si l'on retient le lien classiquement fait avec certaines unités allochtones du versant Sud de la Zone axiale (klippe de Coustouges ; voir feuille Arles-sur-Tech). Le déplacement pourrait diminuer en direction du NW, corrélativement à un redressement du chevauchement sous les Gneiss de la Coume (feuille Prades). Un déplacement aussi important peut paraître incompatible avec le pendage souvent assez fort du chevauchement vers le NE et le faible niveau d'érosion de l'unité des Aspres (le Dévonien est bien conservé). Mais ce pendage élevé peut s'expliquer de trois manières dont les effets peuvent s'additionner : la partie affleurante du chevauchement est une rampe sur un chevauchement beaucoup plus plat au Nord-Est sous le massif des Aspres (et au Sud-Ouest au-dessus de l'unité du Canigou) ; le chevauchement a été basculé au N par le jeu du chevauchement du Canigou, *a priori* plus jeune ; l'ensemble Aspres-Canigou a été basculé vers l'Est par la tectonique néogène.

Le gradin de faille de Maureillas (Montesquieu – Laroque-des-Albères sur la feuille Argelès-Cerbère) est rattaché à l'unité des Aspres, et non à celle des Albères.

### **Les rampes du Tech et de la Têt**

Le devenir du chevauchement des Aspres vers le Nord-Ouest (feuille Prades) et le Sud-Est (feuille Arles-sur-Tech) est problématique (discussion détaillée *in* Laumonier, 2015). Du côté du Conflent, aucun accident connu ne semble pouvoir en être la continuation, ni vers le NW (la faille de Mérens), ni vers le SW sous le bassin du Conflent. Une solution possible consiste à invoquer l'existence d'une rampe oblique NE-SW aujourd'hui masquée sous le bassin néogène du Conflent par la faille de la Têt (*rampe de la Têt*). Il en résulte que le pluton de Millas est attribué à l'unité du Canigou, ce qui expliquerait le manque de continuité avec l'unité des Aspres, le pluton ne s'y prolongeant pas ; dans ce



modèle, la terminaison sud-orientale du pluton serait cachée sous l'unité des Aspres. De la même manière, on peut considérer que la faille du Tech masque une importante rampe alpine oblique senestre, la **rampe du Tech**, raccordée au SW au chevauchement du Vallespir, rampe dont le jeu combiné à celui de la faille du Tech explique le relèvement et l'érosion de l'unité des Aspres à l'aplomb des unités du Roc de France et des Albères (voir Laumonier, 2015, et notice Prats-de-Mollo ; pour une autre interprétation, voir la notice Arles-sur-Tech).

### Les unités des Albères et du Roc de France

Dans le massif des Albères et plus au Sud dans le massif du Roc de France, il est établi que les nombreux accidents mylonitiques inverses-dextres et dextres sont tardihercyniens et ont pu rejouer à l'Alpin (*cf. supra*). Le jeu alpin est modéré, essentiellement concentré au Nord de la zone mylonitique du Perthus qui devient le **chevauchement des Albères** (également connu sous le nom de faille de Sant Climent). Ce chevauchement, sur lequel le déplacement est au plus plurihectométrique, sépare l'**unité des Albères** au Nord-Est de l'**unité du Roc de France** au Sud-Ouest, seule la première étant visible sur la feuille Céret, la seconde ainsi que le chevauchement des Albères apparaissant sur les feuilles Arles-sur-Tech et Argelès-Cerbère. (Pour plus de détails, voir la notice Argelès-Cerbère.)

### Conclusion

Interpréter la structure alpine visible sur la feuille Céret, et en particulier les relations entre la ZA, la Zone sud-pyrénéenne voire la Zone nord-pyrénéenne, nécessiterait de se placer à l'échelle des Pyrénées orientales dans leur ensemble, ce qui dépasse l'objectif de la présente notice. Pour cela, le lecteur intéressé est renvoyé à la synthèse de B. Laumonier (2015).

### ÉVOLUTION POSTALPINE (OLIGOCÈNE-QUATERNAIRE)

Les structures tectoniques néogènes majeures de la feuille Céret sont deux grandes failles normales NE-SW à E-W et regard NW à N, la **faille du Tech** au Sud et la **faille de la Têt** (faille de la Têt *s.s.*) au Nord, et une faille normale ENE-WSW à regard S, la **faille de Prades** (ou faille de la Têt Nord). La faille du Tech s'atténue et disparaît vers l'WSW (feuille Arles-sur-Tech) ; c'est l'inverse pour la faille de la Têt, qui s'efface vers l'ENE (faille de Corbère, qui isole les petits massifs dévoniens de Corbère et de Corbère-les-Cabanès). La faille de la Têt est cependant relayée vers le NE par celle de Prades. La faille du Tech abaisse considérablement l'unité des Aspres et le bassin du Roussillon relativement aux terrains profonds des Albères (et du Roc de France, sur la feuille Arles-sur-Tech). La faille de la Têt abaisse le bassin du Conflent relativement à l'unité des Aspres et, de manière plus spectaculaire, au massif du Canigou (feuille Prades) ; la faille

de Prades abaisse le bassin du Conflent relativement au granite de Millas. Ce jeu de failles normales d'âge néogène est responsable de la formation des escarpements à facettes à regard N à NW qui limitent les massifs des Albères, du Roc de France et des Aspres. Il s'agit d'escarpements polygéniques à facettes d'autant mieux conservées qu'elles sont proches de sa base (*cf. infra*).

L'évolution post-alpine voit donc la formations de deux fossés d'effondrement majeurs, le **bassin du Conflent** au Nord-Ouest (voir aussi la feuille Prades) et le **bassin du Roussillon** à l'Est (voir aussi la feuille Argelès-Cerbère). Le remplissage de ces bassins renseigne sur la tectonique synchrone de leur fonctionnement, sur les variations du niveau marin de la Méditerranée (avec en particulier la question de l'événement messinien finimiocène) et corrélativement sur l'évolution du relief, amorcée dès l'Oligo-Miocène et parachevée au Quaternaire.

### **Aplanissement des Pyrénées paléogènes**

La phase de rifting oligo-miocène interfère avec d'amples épisodes d'aplanissement qui ont arasé la totalité de l'orogène alpin est-pyrénéen et dont les vestiges forment de vastes lambeaux de plateaux conservés jusque sur le faite des blocs montagneux les plus soulevés (Biro, 1937 ; Calvet, 1996 ; Calvet et Gunnell, 2008). On y a distingué un niveau culminant ( $S^0$ ) très généralisé, attribuable à l'Oligo-Aquitainien, et un second niveau ( $S^1$ ) emboîté 300 à 500 m en contrebas, sous forme de vastes pédiments admettant d'importants reliefs résiduels, daté plus précisément du Miocène moyen. Sur les marges basculées et flexurées des fossés, comme le Roussillon, ces deux niveaux tendent à se confondre ou à se recouper. L'âge postéocène de ces aplanissements a pu être récemment confirmé par des âges traces de fission et hélium sur apatites, qui démontrent que la phase de dénudation érosive majeure à l'origine de l'aplanissement culminant  $S^0$  est achevée pour l'essentiel autour de 35-25 Ma, soit à l'Oligocène (Gunnell *et al.*, 2009).

Sur la feuille Céret, ces aplanissements sont principalement conservés sur les calcaires dévoniens des massifs de Thuir-Castelnou, du Mont-Hélène et du Montner, formant un plan incliné régulier qui s'élève de 250 à près de 800 m. Sur le Causse de Thuir, les deux surfaces d'aplanissement définies plus haut sont confondues, comme le démontre l'âge des gisements de petits mammifères piégés dans le karst superficiel, échelonnés de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur ; les alluvions siliceuses associées aux gisements montrent que le plan d'érosion a fonctionné longtemps en plan de transport pour les débris issus du massif du Canigou et évacués vers le fossé du Roussillon. Les massifs méridionaux des Albères et du Roc de France ne portent que des vestiges très morcelés et mal conservés de ces aplanissements (feuilles Argelès-Cerbère et Arles-sur-Tech).

## **Tectonique extensive oligo-miocène et formation des fossés d'effondrement**

La formation des fossés du Roussillon et du Conflent s'intègre dans le contexte plus général du rifting et de l'ouverture de la Méditerranée occidentale, à partir de l'Oligocène (Séranne, 1999). Les failles normales majeures de la Têt et du Tech qui contrôlent la formation des fossés du Roussillon et du Conflent sont situées à leur marge méridionale et associent à une direction dominante NE-SW des segments E-W. Au pied des Albères et du Roc de France, la faille bordière est soulignée par des zones très épaisses de gouge meuble gris sombre qui se suivent très régulièrement et ont conditionné la formation de vallons de ligne de faille et de cols de flanc. Localement, dans la route des Hauts de Céret avant la cote 244 (site de Clarimun), sont dégagés des miroirs striés verticaux ou pentés à 70°N, avec des stries verticales ou à fort pitch 80°W suggérant un jeu normal. Le relief impose aussi l'image de blocs basculés en demi-horsts et demi-grabens, seules des failles à faible rejet marquant la bordure Nord des bassins : les blocs des Aspres et des Albères s'abaissent progressivement vers le S et sont limités vers le Nord par des escarpements hauts et raides. Pourtant la structure profonde, visible sur les profils sismiques (Mauffret *et al.*, 2001 ; Gallart *et al.*, 2001), suggère que l'ensemble des bassins est contrôlé par un détachement majeur très faiblement penté vers le SE et suivi dans la croûte jusqu'à 11 km de profondeur. Dans ces conditions les failles comme celle du Tech prennent la signification d'accidents antithétiques.

Les dépôts des bassins du Roussillon et du Conflent permettent de préciser l'évolution de leurs bordures montagneuses. Ils documentent d'une façon particulièrement claire la dénudation érosive progressive des dômes métamorphiques hercyniens des Albères et du Canigou. En Conflent, les couches basales au Sud (Formation de Codalet, Aquitanien à Burdigalien inférieur) sont faites exclusivement de clastes schisteux et micaschisteux ; sur la feuille Prades, les grands olistolithes glissés dans le bassin sont d'abord des panneaux de micaschistes et de marbres, puis des panneaux de gneiss G1 ou G2. Dans les Formations de la Lentilla et d'Escaro, où les gneiss œillés sont très dominants, n'apparaissent jamais les leucogranites, les leucogneiss du Casemi, les micaschistes profonds ou les migmatites qui forment le cœur du dôme, lequel demeure donc à ce moment à peine écorné. L'évolution enregistrée dans le bassin de Céret, à travers la Série rouge miocène, est identique : la base et la partie médiane (m1-2V) ne renferment que des roches issues de l'enveloppe micaschisteuse des dômes métamorphiques et des granitoïdes qui y sont intrusifs ; par contre les gneiss œillés G2 apparaissent en masse dans les couches plus récentes de Lo Regatiu (m1-2LR), marquant une dénudation plus profonde des dômes du Canigou comme du Roc de France. Il en va de même pour les Albères, où les migmatites gneissiques qui forment actuellement l'essentiel de l'escarpement Nord du massif n'apparaissent qu'au sommet de la série des Trompettes (m1-2T). Les faciès torrentiels à mégablocs impliquent de fortes

pentés et des reliefs très montagneux et cette phase de surrection est clairement datée en Conflent grâce au gisement d'Espira-de-Conflent, du Burdigalien inférieur (base de la biozone MN 3, entre 20 et 19 Ma). Dans le bassin de Céret, le système de pentes du cadre montagneux est très fort à la base de la série (couches de Vivès à mégablocs métriques) mais s'atténue très nettement au milieu de la série (couches de Mas Marty et Céret, essentiellement argilo-sableuses, à graviers et petits galets subordonnés) ; il augmente à nouveau très fortement avec les couches de Lo Regatiu, torrentielles à blocs parfois métriques, que l'on a proposé de corréliser avec la Formation de la Lentilla en raison de sa composition très riche en galets de gneiss.

Au total la Série rouge implique une dénudation de 1 à 2 km des blocs soulevés. Pourtant cette phase d'orogénèse et d'exhumation, en particulier l'événement attesté au Burdigalien inférieur, n'apparaît pas très clairement dans les données thermochronologiques. Pour le massif du Canigou (feuille Prades), étudié sur la base d'un profil vertical, les traces de fission et les âges hélium sur zircon et apatite convergent pour indiquer une remontée très rapide entre 33-32 Ma et 28 Ma, puis beaucoup plus lente jusqu'au début du Miocène (Maurel *et al.*, 2008) ; les traces de fission dans l'apatite sur les échantillons prélevés entre 2 400 et 2 300 m à l'Ouest du massif (feuille Prats-de-Mollo) confirment une exhumation très rapide et une mise à l'affleurement des échantillons entre 32 et 28 Ma (Gunnell *et al.*, 2009). Mais la phase aquitano-burdigalienne, qui seule a laissé des dépôts corrélatifs en Conflent, ne semble documentée par les apatites que dans la moitié inférieure du profil vertical du Canigou, avec des âges traces de fission de 22 à 21 Ma et des âges hélium de 22 à 18 Ma (Maurel *et al.*, 2008). Pour le massif du Roc de France, deux âges traces de fission sur apatite indiquent une exhumation contemporaine de la tectogénèse paléogène (40 et 39 Ma), et un âge hélium à 18 Ma est compatible avec le jeu miocène inférieur de la faille du Tech et le dépôt de la Série rouge (Juez Larré et Andriessen, 2006) ; à Las Illas, un autre échantillon du granite de La Jonquera a produit un âge traces de fission à 31,3 Ma et un âge hélium à 21 et 29 Ma. Pour les Albères (feuille Argelès-Cerbère), la base et le sommet du massif fournissent des âges traces de fission sur apatite de 18,8 et 19,3 Ma, et au sommet un âge hélium légèrement plus ancien (22,5 et 23,1 Ma), ce qui est tout à fait compatible avec l'âge miocène ancien des sédiments détritiques qui remblaient le bassin du Roussillon (Maurel, 2003).

### **Tectonique mio-pliocène et formation des reliefs actuels**

La reprise de la surrection se produit à partir du Tortonien, vers 10 Ma. Les bassins côtiers, en particulier le Roussillon, rejouent à la même époque et ce jeu se prolonge au moins jusqu'au Pliocène inférieur, comme l'attestent les profils sismiques sur la plate-forme continentale (Mauffret *et al.*, 2001 ; Gorini *et al.*, 2005).

## **Place et style des déformations dans le bassin du Roussillon**

Sur la feuille Céret et à l'image des profils sismiques *offshore*, une déformation majeure affecte la Série rouge miocène : elle est fortement basculée vers le SE, accidentée de multiples fractures visibles quasiment sur chaque affleurement et redressée jusqu'à la verticale au contact du massif des Albères, où le dispositif en faille inverse et l'écrasement généralisé des galets attestent de l'intervention d'un épisode compressif antépliocène (Calvet, 1996). Sur le segment oblique NE-SW de Maureillas, la série miocène enregistre à Pont Rouge (rive gauche de la Rome, sous l'autoroute) un décrochement senestre souligné par le cisaillement des blocs (Calvet, 1996 ; Goula *et al.*, 1999). En contraste la série sédimentaire pliocène demeure beaucoup plus tabulaire et les fractures y sont beaucoup plus rares. Mais elles restent néanmoins bien présentes à l'échelle de la carte, où toutes les fractures observées ont été portées, tant au contact des bordures qu'au centre du bassin (failles de Trouillas-Fourques, au rejet pluridécamétrique ; Salvayre et Sola, 1975), selon deux directions proches de NE-SW et NW-SE. Les stries y montrent en général une légère composante décrochante senestre, qui peut devenir très forte au Nord du bassin entre Ille-sur-Têt et Millas (feuille Rivesaltes), avec aussi des jeux inverses intra - Pliocène inférieur, impliquant un bref épisode transpressif (Leclerc, 2000). Un retour au régime compressif N-S à partir du Pliocène a été proposé pour l'ensemble des Pyrénées sur la base d'observations de failles inverses affectant des alluvions quaternaires, et corrélé avec les mécanismes au foyer des séismes récents (Philip *et al.*, 1992 ; Goula *et al.*, 1999), néanmoins assez mal contraints.

### **La part de l'événement eustatique messinien**

Si la tectonique semble encore contrôler *pro parte* la géométrie du remblaiement pliocène (Calvet, 1996 ; Carozza, 1998), ce dernier reste aussi largement conditionné par la paléotopographie de dissection messinienne, profonde et ramifiée, que vient ennoyer brutalement la transgression zancléenne (Clauzon *et al.*, 1987, 1990 ; Clauzon, 1990 ; Duvail *et al.*, 2005 ; Gorini *et al.*, 2005 ; Clauzon *et al.*, 2015). La paléovallée messinienne du Tech est très perceptible au Nord et à l'Ouest de Céret ; celle de la Têt entre Vinça et Ille-sur-Têt est en partie défigurée par le jeu de la faille de Prades et il en va de même en plusieurs points de la bordure des Aspres, où néanmoins le dispositif ravinant est bien conservé par endroits. Le paléoversant messinien est marqué localement, derrière Thuir, par un puissant encroûtement carbonaté, en grille et en dalles, fossilisé ensuite par le Pliocène détritique rutilant (coupe de la D48 à la cote 190, débouché du Ravin de Coume d'Abeille au SW de Sainte-Colombe). Ce dispositif est assez général puisqu'on le retrouve en arrière de Baixas (feuille Rivesaltes), avec de très puissantes croûtes de teinte saumon ; il implique un contexte paléoclimatique au moins semi-aride.

### Les escarpements de faille à facettes des bordures de bassin

L'existence, sur les bordures des bassins, de puissants escarpements de faille à facettes témoigne de l'activité tectonique récente (Calvet, 1996, 1999 ; Carozza, 1998). Ce sont des escarpements polygéniques, formés de générations de facettes de plus en plus dégradées vers le haut et qui, par conséquent, laissent présumer des phases tectoniques récurrentes. Certains auteurs en ont fait des escarpements vivants dont le jeu se prolongerait jusqu'à l'Actuel (Briais *et al.*, 1990), mais on n'a pour le moment aucune évidence de Quaternaire affecté par ces failles bordières. L'escarpement qui limite au Nord les Aspres s'esquisse dès Corbère mais ne prend de l'ampleur qu'en Conflent, entre Bouleternère et Joch et au-delà ; le jeu postmiocène de la faille est attesté à Rigarda. À l'Est, entre Corbère et Thuir, la faille bordière, orientée NW-SE, affecte aussi le Pliocène (Mas Bellavista, Ravin de Masquarell). Le brutal dénivelé qui sépare le massif des Aspres du bloc du Canigou coïncide avec le chevauchement éocène d'Amélie-les-Bains ; un rejeu de cet accident en faille normale à regard NE, perceptible au Col Palomère, peut expliquer ce décalage topographique mais qui néanmoins ne se marque que par des esquisses de facettes assez mal dessinées.

L'escarpement méridional, orienté E-W, est complexe dans son dessin. Le segment oblique NE-SW et peu élevé de Maureillas sépare la muraille montagneuse en deux secteurs, celui du Roc de France à l'Ouest et, reporté vers le N celui des Albères à l'Est. Entre les deux, l'ensellement du Perthus semble lié à un graben transverse dont la limite orientale serait la faille N-S et regard W dont on suit les broyages épais depuis le col de la Creu del Signal vers le S, jusqu'au col du Perthus (feuille Arles-sur-Tech) et au-delà, sur le versant espagnol en direction de La Jonquera. L'essentiel sinon la totalité du dénivelé actuel de l'escarpement des Albères – Roc de France a été acquis après le dépôt de la Série rouge miocène ; en effet les gneiss migmatitiques formant le front montagneux n'apparaissent et en quantité limitée, qu'au sommet de la série des Mas Trompette. Par contre ces roches forment l'intégralité de la formation torrentielle pliocène à mégablocs qui s'adosse directement à l'escarpement sur la feuille Argelès-Cerbère, où elle est nettement cisailée en plusieurs points par la faille, et dont l'équivalent existe au pied du Roc de France. La mise en place des facettes s'est donc faite au moins pour une partie, difficile à chiffrer, pendant le Pliocène inférieur.

La deuxième moitié du Pliocène semble marquer une pause. En effet de vastes alvéoles à fond plan, en particulier dans les massifs de granitoïdes altérables, éventrent les massifs montagneux (feuilles Arles-sur-Tech et Argelès-Cerbère) (Biro, 1937 ; Calvet, 1996). On peut rattacher à ces formes le haut bassin du Réart-Canterane, au plancher drapé par les vieilles alluvions Fu-p, et l'alvéole de l'Albère (feuille Argelès-Cerbère), à l'Est de l'Écluse, vers lequel pénètre le remblaiement pliocène continental (Col du Nogarès). Ces aplanissements partiels, ou pédiments (S<sup>2</sup>) forment aussi le replat situé vers

300 m d'altitude à l'Ouest de Céret, replat mieux conservé vers 400 m au Sud-Est sur la feuille Arles-sur-Tech, ce qui atteste d'un jeu hectométrique post-Pliocène de l'escarpement du Roc de France et explique la fraîcheur des facettes qui en marquent la base.

### Évolution géomorphologique quaternaire

Malgré l'absence d'évidences ou d'indices de ruptures dans les dépôts les plus récents, le mobilisme quaternaire est attesté par les arguments d'ordre géomorphologique (Calvet, 1981, 1996 ; Giret, 1996 ; Carozza, 1998 ; Carozza et Delcaillau, 1999). Il se manifeste par un soulèvement d'ensemble qui impulse et contrôle la dissection généralisée, tant dans les massifs qu'au plancher des bassins néogènes. Il est enregistré par la convergence vers l'aval et le croisement des terrasses alluviales, qui se produisent près du littoral actuel dans une bande d'une dizaine de kilomètres de large. Sa quantification demeure aléatoire. Dans le détail, des gondolements localisés, de position variable au fil du temps et liés au jeu décrochant des accidents profonds de plan losangique, expliquent le dispositif des nappes alluviales et les migrations des drains. C'est le cas sur le cours médian de la Têt en plaine, où la migration se fait du Nord au Sud de Fu à Fx, jusqu'à Thuir, puis par la reprise d'un tracé plus septentrional avec Fy et Fz. La forme du bassin versant du Réart est aussi très probablement contrôlée par un accident profond NE-SW sur son cours moyen.

C'est surtout la variabilité climatique quaternaire qui transparait à travers les rythmes de l'accumulation lors de la construction des nappes alluviales successives. Loin vers l'amont (feuille Mont-Louis), leur raccord à des moraines est démontré pour Fy, Fx et Fv ; en Vallespir ou dans les Aspres le raccord à des colluvions cryoclastiques va dans le même sens. Dans les Aspres calcaires les vieilles brèches documentent aussi, très probablement, les premières phases froides au Pléistocène ancien. On peut donc tenir pour certain que les cinq nappes alluviales majeures sont à paralléliser avec plusieurs des grandes phases glaciaires quaternaires. Leur nombre réduit, au regard des dix crises majeures documentées depuis 800 ka par la stratigraphie isotopique océanique, pose certes problème, mais le fait que FW se décompose localement en trois nappes différentes montre la complexité réelle du système, et les niveaux les plus anciens très dégradés peuvent masquer des séquences stratigraphiques en réalité plus nombreuses. Il est possible aussi que certains épisodes glaciaires du Pléistocène moyen, période pour laquelle on a régionalement la preuve d'intenses éolisations dont témoignent les galets de quartz façonnée en *dreikanter*, aient été trop secs pour permettre l'édification d'amples constructions alluviales. Cette originalité paléoclimatique transparait aussi, sur la feuille Céret, dans l'évidement aux dépens du Pliocène meuble de tout un chapelet de dépressions fermées d'origine éolienne.

La période holocène est encore mal connue régionalement et le rythme de la sédimentation reste à préciser, comme l'impact respectif de l'anthropisation (qui commence en Roussillon il y a près de 7 000 ans) et des fluctuations climatiques. Il est probable que les vastes espaces de *badlands* qui découpent le Pliocène sur la feuille Céret, tout comme les grands ravinements de la haute montagne en Vallespir et Canigou (feuilles Prades, Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech), ont une longue histoire dont les premières étapes peuvent remonter au Néolithique ou à l'âge du Bronze ; on a démontré dans les basses plaines (feuille Argelès-Cerbère par exemple) que la crise érosive du Petit âge de glace (XIV-XIX<sup>e</sup>) avait apporté en moyenne 3 m d'alluvions, pour un remblaiement holocène qui peut atteindre une vingtaine de mètres (Calvet *et al.*, 2002).

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapitre est d'évoquer brièvement la longue et complexe évolution géodynamique des Pyrénées et des régions voisines pendant les derniers 600 millions d'années, afin d'y replacer les éléments de l'histoire géologique enregistrés sur la feuille Céret. Le découpage chronologique adopté est celui pertinent pour la partie orientale du domaine pyrénéen.

### GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIEUNE

#### Un bassin marginal cadomien (Édiacarien, ~ 600-550 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 bordant un vaste océan (le Iapetus). 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 des zones de collision. En bordure nord de l'Afrique, la marge active est dite cadomienne et 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, tholéiitique 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 bassin d'arrière-arc ; *cf. supra*. Le Groupe de Canaveilles, sans doute très épais, s'est déposé sur un socle inconnu mais qui comme en Afrique et sans doute en Europe de l'Ouest pouvait être formé d'une croûte continentale paléoprotérozoïque (~ 2 000 Ma). Étiré et aminci, ce socle, comme la série édiacarienne elle-même, étaient sans doute largement envahis de plutonites cadomiennes, ce qui explique l'abondance des zircons hérités néoprotérozoïques (~ 600 Ma et plus anciens) dans les méta-granites ordoviciens et les granites hercyniens. Cependant, il n'y a pas de véritable cycle orogénique cadomien dans les Pyrénées : on n'y connaît ni déformation ni métamorphisme, mais seulement une possible et faible 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 relève bien de la logique finicadomienne.

### **Une plate-forme nord-gondwanienne (Cambrien *s.l.*, ~ 550-480 Ma)**

En relative continuité mais de manière diachrone, au Néoprotérozoïque terminal et au Cambrien inférieur, la marge active cadomienne nord-gondwanienne devient une marge passive/transformante. Durant le Cambrien *s.l.* se développe un vaste système de plateformes à sédimentation silicoclastique et/ou carbonatée, représentée dans les Pyrénées par le Groupe de Jujols. Dans certaines régions, dans le Massif central français par exemple, se rencontre au Cambrien inférieur un intense magmatisme felsique (rhyolites, granites) traduisant en contexte extensif un *rifting* préluant aux ouvertures océaniques ordoviciennes.

Dans les Pyrénées, un plutonisme cambrien inférieur commence à être mis en évidence (massifs de l'Agly et des Albères) mais il n'est pas connu avec certitude de volcanisme de cet âge, ce qui traduit une position du domaine pyrénéen plus proche du continent gondwanien que les régions plus septentrionales.

### **Les événements ordoviciens (~ 480-440 Ma)**

À l'Ordovicien, le domaine pyrénéen évolue sous la double influence d'événements de nature différente se déroulant au Nord et à l'Ouest d'une part, 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, s'ouvrent au Nord-Ouest le vaste océan Rheic faisant dériver loin du Gondwana un grand bloc continental, Avalonia, et de la Galice à la Bohême, le petit océan du Massif central, qui va séparer - faiblement sans doute - un autre bloc continental (Armorica/Cadomia) de la marge nord-gondwanienne proprement dite. Le volumineux plutonisme felsique (granitoïdes) ordovicien inférieur-moyen

connu dans tout le centre-Ouest européen est expliqué classiquement par ce régime tectonique extensif; de ce point du vue, les Pyrénées s'inscrivent parfaitement dans la marge Sud de l'Océan centralien, à l'Ordovicien inférieur.

Mais vers le Sud-Est, 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 (Alpes). Un large domaine périméditerranéen est affecté par les déformations sardes médio-ordoviciennes, transtensives et/ou transpressives, 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 entre le plutonisme, les déformations et l'érosion sardes n'est pas bien connue, d'autant plus qu'une partie du plutonisme ordovicien semble dater de l'Ordovicien supérieur (et bien que le volcanisme ordovicien supérieur soit à la fois calco-alcalin et tholéitique, ce qui évoque davantage un contexte extensif).

### CYCLE HERCYNIEN

Les considérations générales concernant la chaîne hercynienne sont établies d'après la très abondante littérature sur le sujet, et notamment : Arthaud et Matte, 1977 ; Autran *et al.*, 1996 ; Delvolvé *et al.*, 1998 ; Denèle *et al.*, 2014 ; Faure *et al.*, 1997, 2009 ; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011, 2012 ; Laumonier *et al.*, 2010, 2014 ; Lucas et Gisbert-Aguilar, 1996 ; Martínez Catalán, 2012 ; Martínez-García, 2013 ; Matte, 2001 ; Neubauer, 2014 ; Raymond, 1986 ; Rossi *et al.*, 2009 ; Servais et Sintubin, 2009 ; Stampfli et Borel, 2002 ; Stampfli *et al.*, 2013 ; Vielzeuf, *in* Guitard *et al.*, 1996 ; von Raumer *et al.*, 2013 ; Weil *et al.*, 2010.

Dans le puzzle varisque ouest- et sud-européen, les Pyrénées occupent une place singulière où, comme à l'Ordovicien, diverses influences s'exercent selon les périodes. En premier lieu, les Pyrénées appartiennent aux zones externes méridionales de la branche centrale de la chaîne varisque ouest-européenne, chaîne de collision orientée globalement NE-SW de l'Ibérie à la Bohême, et structurée en deux temps, au Siluro-Dévonien (chaîne varisque *s.s.*) et au Carbonifère (chaîne hercynienne *s.s.*) ; les zones internes de cette chaîne, structurées les premières, sont visibles en France dans le Massif central et le Sud du Massif armoricain. Sur la transversale pyrénéenne, l'avant-pays méridional de la chaîne hercynienne est aujourd'hui caché sous le bassin de l'Èbre (toutefois, il affleurerait dans le Sud des Chaînes côtières catalanes). Par ailleurs, le domaine pyrénéen, très externe, est très logiquement celui qui est touché le plus tardivement par l'orogénèse hercynienne, au Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) principalement, comme la Montagne noire voisine. Mais les Pyrénées, du moins vers la limite Carbonifère-Permien, appartiennent aussi à l'Arc ibéro-armoricain (arc asturien ou cantabrique), ce qui suggère de regarder

vers l'Ibérie pour tracer des corrélations. Se pose enfin le problème de la continuation des Pyrénées vers l'Est, sous ou au-delà de la Méditerranée. Une autre question est l'existence - ou non - à partir du Dévonien d'un océan, la Paléotéthys, séparant des blocs nord-gondwaniens (Aquitania, etc.) de l'Afrique. Dans le premier cas, les Pyrénées appartiennent à la marge Nord de cette Paléotéthys ; dans le second cas, les Pyrénées sont simplement une partie d'un promontoire africain qui par poinçonnement vers le NW sera à l'origine de l'Arc ibéro-armoricain.

### **L'étape préorogénique (Ordovicien supérieur à Carbonifère inférieur, ~ 450-325 Ma)**

Cette longue période allant de l'Ordovicien supérieur au Viséen est marquée, dans les Pyrénées, par une sédimentation marine quasi continue venant en discordance (discordance sardé) à l'Ordovicien supérieur, sur les séries cambro-ordoviciennes. Le bassin sédimentaire pyrénéen se prolonge vers le Nord et le Nord-Est dans le domaine aquitain, le Mouthoumet et la Montagne noire, vers le Sud-Est dans les Chaînes côtières catalanes et les Baléares, et sans doute vers l'Ouest dans le Nord-Ouest de l'Ibérie. Il s'agit, au-delà de nombreuses complications de détail, d'une vaste plate-forme généralement carbonatée ou d'un bassin plus ou moins profond constituant l'avant-pays de l'orogène varisque du centre de la France.

Dans l'Est des Pyrénées, la période préorogénique s'achève, entre ~ 330 et ~ 325 Ma (Viséen terminal et Namurien A), par l'installation d'une sédimentation silicoclastique turbiditique (« Culm ») dans un bassin encore très large incluant une partie de l'Aquitaine, le massif de Mouthoumet et la Montagne noire, tandis que la sédimentation carbonatée se poursuit au Sud-Ouest des Pyrénées (Delvolvé *et al.*, 1998). Le Culm est habituellement interprété comme un flysch déposé dans un bassin flexural d'avant-pays, conséquence de la tectonisation des domaines plus internes situés au Nord et au Nord-Est des Pyrénées (Massif central).

### **L'étape orogénique majeure (Carbonifère supérieur, ~ 325-300 Ma)**

Dans le Nord-Est des Pyrénées (Pays de Sault), un premier chevauchement, synchrone du dépôt du Culm namurien A (~ 330-325 Ma), a été mis en évidence ; il signe le début de la tectonisation dans les Pyrénées. On sait que dans la Montagne noire, la fin de la sédimentation, vers la fin du Namurien A (~ 325 Ma), coïncide avec la tectonisation du bassin (formation des grands plis couchés au Sud du versant Sud du massif). De la même manière, l'âge du Culm est-pyrénéen implique un âge maximal de ~ 325 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 Sud-Ouest de la Zone axiale ne sera touché par les déformations hercyniennes qu'après le dépôt, vers 318 Ma, du Culm westphalien A. Il est tentant de corréler ce bassin westphalien A à la

déformation D1a de l'Est pyrénéen (~ 318 Ma), ce qui suggère un âge de ~ 315-310 Ma (Westphalien C) pour la déformation D1c et la formation de la schistosité majeure hercynienne. C'est donc vers ~ 310 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 de ~ 309 Ma (Westphalien D). D2 se développerait de ~ 308 à ~ 300 Ma, au Stéphanien et à l'Autunien inférieur. Au total, dans l'Est des Pyrénées, l'étape orogénique a duré ~ 25 Ma, soit plus de 15 Ma pour D1 et moins de 10 Ma pour D2.

Cette évolution s'inscrit bien, pour D1, dans la logique de 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 et un épaississement plus ou moins important. Mais certaines particularités de la géodynamique pyrénéenne, pendant D2/D3, se comprennent mieux si l'on prend en compte également (Denèle *et al.*, 2014) : (i) la formation, à l'Ouest, de l'Arc cantabrien (asturien), cœur du célèbre Arc ibéro-armoricain ; les Pyrénées constituent la branche Nord de l'arc, qui se serait formé entre 310-305 et 295 Ma (Stéphanien à Autunien), avec une importante rotation dans le sens horaire de cette branche ; (ii) le jeu d'une possible paléofaille nord-pyrénéenne dextre, orientée WNW-ESE actuellement ; cette faille prélude à la tectonique cassante finihercynienne permienne qui résulterait de l'évolution fragile d'une mégazone de cisaillement ductile plus ancienne, contemporaine de la formation de l'Arc cantabrien.

L'influence de la paléofaille nord-pyrénéenne s'accroît progressivement pendant D2/D3 dans la ZA, le régime tectonique devenant franchement transpressif pendant D2c et surtout D3. Plus globalement, il est remarquable que D2 coïncide approximativement avec le début de la formation de l'Arc cantabrien. Un tel contexte tectonique explique bien 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.

La formation de l'Arc cantabrien pourrait s'accompagner de processus crustaux et/ou lithosphériques d'amincissement et de délamination, processus qui seraient à l'origine de l'important plutonisme (mafites d'origine mantellique, granitoïdes) qui culmine entre 310 et 299 Ma dans la zone centro-ibérique, dans la branche Sud de l'arc. Le plutonisme pyrénéen, exactement de même âge et associé à un processus de même type, s'intègre sans difficulté dans ce modèle général. C'est donc vers l'Ouest et le Sud (Ibérie) plus que vers le Nord (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. Plus qu'une simple avant-chaîne méridionale de l'orogène varisque médio-européen, les Pyrénées constituent alors, sur la branche Nord de l'Arc cantabrien, une chaîne sur décrochement, qui préfigurerait ainsi de manière étonnante la chaîne alpine.

C'est dans ce contexte géodynamique que devra être discutée la possibilité d'un plutonovolcanisme au Stéphano-Autunien (~ 304-299 Ma), et donc la coexistence d'un domaine, au Nord et l'Est de la ZA orientale, où s'achève le plutonisme (D2c) dans un régime tectonique de plus en plus transpressif (D2b-D3), et d'un domaine, le Sud-Ouest de la ZA orientale, caractérisé par une tectonique transtensive (formation d'hémigrabens et dépôt de formations molassiques) et un intense volcanisme (discussion *in* Laumonier *et al.*, 2014).

### **Le stade finiorogénique (Permien inférieur, ~ 300-285 Ma)**

Le régime tectonique décrochant dextre caractérisant la fin de D2 et D3 dans les Pyrénées se poursuit, à partir de ~ 300 Ma, au Permien inférieur, mais sur un mode de plus en plus transtensif, dans les Pyrénées comme dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest. La formation des hémigrabens dans lesquels se déposent des molasses continentales, toujours volcanogènes (rhyodacites, andésites calco-alcalines) dans les Pyrénées, se poursuit et probablement se généralise. Chronologiquement et géodynamiquement, cet épisode correspond à la fin de la formation de l'Arc cantabrien (asturien) et au magmatisme associé, intense entre 300 et 292 Ma et qui perdure jusque vers 285 Ma dans la zone centro-ibérique.

Les séries rouges du Permien moyen (« Saxonien », ~ 275-260 Ma), discordantes sur les molasses stéphano-autuniennes ou directement sur le socle, se déposent dans un contexte tectonique plus franchement extensif qui fait la transition avec le cycle alpin, ce que souligne un discret volcanisme alcalin.

## *GÉODYNAMIQUE ALPINE ET POSTALPINE*

Au Mésozoïque-Paléogène, l'évolution du domaine pyrénéen est étroitement liée à celle de deux domaines océaniques, l'Atlantique et son annexe le golfe de Gascogne à l'Ouest, la Téthys alpine à l'Est. Schématiquement, les étapes majeures sont les suivantes (Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Stampfli et Hochard, 2009 ; Handy *et al.*, 2010 ; Schettino et Turco, 2011) :

- au Trias-Lias, *rifting* préluant aux deux ouvertures océaniques :
- au Dogger-Malm, ouverture de l'Atlantique central (au Sud de l'Ibérie) et de la Téthys alpine ;

- à la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur, *rifting*, début de l'ouverture du segment ouest-ibérique de l'Atlantique, fin de l'ouverture de la Téthys alpine ;
- au Crétacé moyen-supérieur, *rifting* et ouverture du golfe de Gascogne, rotation antihoraire de l'Ibérie, début de la subduction de la Téthys ;
- au Crétacé supérieur, début de l'ouverture de l'Atlantique au Nord de l'Ibérie, début de la convergence N-S de l'Afrique et de l'Europe.

Cette tectonique des plaques conditionne les mouvements relatifs de trois masses continentales : l'Europe (au Nord) et l'Afrique (au Sud) principalement, et entre elles l'Ibérie. En ce qui concerne plus particulièrement l'Ibérie et le domaine pyrénéen (Choukroune, 1992 ; Olivet, 1996 ; Vergés *et al.*, 2002 ; Canérot, 2008 ; Bourrouilh, 2008 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Jammes *et al.*, 2010 ; Vissers et Meijer, 2012a, b ; Clerc *et al.*, 2012 ; Debroas et Azambre, 2012 ; Vauchez *et al.*, 2013 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Masini *et al.*, 2014 ; Tugend *et al.*, 2014 ; Mouthereau *et al.*, 2014), le calendrier, encore controversé, pourrait être le suivant :

- du Jurassique terminal au Crétacé inférieur (~ 155-120 Ma), *rifting* préluant à l'ouverture du golfe de Gascogne ; c'est peut-être à ce moment qu'a lieu une translation senestre de l'Ibérie relativement à l'Europe dont l'ampleur (0-200 km ou plus) reste largement indéterminée ;
- au Crétacé « moyen » (Aptien-Albien, ~ 120-100 Ma), formation d'un rift nord-pyrénéen selon une direction d'extension NE-SW, avec hyper-extension de la croûte continentale et exhumation du manteau lithosphérique, plus marquées dans les Pyrénées occidentales qu'orientales, en relation avec le début de l'ouverture du golfe de Gascogne et rotation antihoraire de l'Ibérie (par rapport à l'Europe) ;
- au Crétacé supérieur *p.p.* (~ 100-85 Ma), fin de l'ouverture du golfe de Gascogne et du *rifting* pyrénéen ;
- à partir du Santonien et surtout au Paléogène (~ 85-30 Ma), collision frontale N-S entre l'Ibérie et l'Europe, à l'origine de la chaîne de collision pyrénéenne, la tectonique étant particulièrement active à la fin du Crétacé (~ 85-70 Ma) et à l'Éocène (~ 55-35 Ma), avec une période intermédiaire plus calme.

Les Pyrénées alpines sont un domaine fortement raccourci (150 km au moins en N-S) et épaissi (formation d'une racine crustale). La chaîne est organisée en plusieurs zones tectoniques globalement E-W. De part et d'autre d'un accident subvertical majeur, la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP), fréquemment considérée comme la suture de la chaîne, on distingue, du Nord vers le Sud :

- du côté européen, l'avant-pays aquitain et sa bordure Sud déformée (Zone Sous-Pyrénéenne), et la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) limitée au Sud par la FNP ;

– du côté ibérique, la Zone Axiale (ZA) ou Haute Chaîne Primaire, la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) et l'avant-pays ibérique.

Les structures majeures (chevauchements, failles inverses) sont à vergence N dans le domaine européen, à vergence S dans le domaine ibérique (la chaîne est « à double déversement »). La feuille Céret appartient à la ZA, c'est-à-dire à la marge nord-ibérique du domaine orogénique pyrénéen. Mais la géodynamique est-pyrénéenne récente est par ailleurs déterminée par l'ouverture du bassin océanique algéroprovençal à l'Oligo-Miocène et à l'extension (N)W-(S)E associée, le domaine pyrénéo-provençal devenant partie intégrante de la marge nord-occidentale de ce mini-océan (Séranne, 1999), ce qui notamment détermine un amincissement crustal et conditionne son évolution géomorphologique.

### **L'étape préorogénique (Permien supérieur - Santonien *p.p.*, ~ 260-85 Ma)**

L'absence de terrains de cet âge interdit d'analyser les effets de cette étape sur la feuille Céret. Le socle hercynien, du moins celui de l'unité des Aspres, est sans doute à ce moment enfoui sous une sédimentation marine triasique à crétacée plus ou moins épaisse, peut-être analogue à celle visible dans les Corbières au Nord. Cette sédimentation est probablement conditionnée, au Crétacé moyen en particulier, par des failles compartimentant le bassin de sédimentation et qui ont pu en partie déterminer le tracé des chevauchements alpins, notamment celui des Aspres (discussion *in* Laumonier, 2015).

### **L'étape orogénique (Santonien *p.p.* à Éocène, ~ 85-35 Ma)**

Le socle hercynien et sa couverture posthercynienne méridionale - la ZA et la Zone Sud-Pyrénéenne - sont engagés dans un complexe système de chevauchements à vergence S formés à la fin du Crétacé et surtout à l'Éocène. C'est certainement à la phase majeure éocène (« pyrénéenne ») que l'on doit rapporter le chevauchement des Aspres, seule structure alpine importante de la feuille, ainsi que les autres chevauchements situés plus au Sud (chevauchements du Canigou et du Vallespir ; chevauchement des Albères ; etc. ; voir les notices des feuilles voisines pour plus d'informations, ainsi que Laumonier, 2015).

### **La géodynamique postalpine**

Alors que les raccourcissements et l'épaississement crustal alpins se sont poursuivis dans les Pyrénées centrales jusqu'à la fin de l'Oligocène (25 Ma), ils ont cessé dans l'Est de la chaîne à la fin de l'Éocène (35 Ma). Dans les Pyrénées orientales, c'est à l'Oligo-Aquitainien que s'élabore la surface d'érosion majeure (S<sup>0</sup>), développée à basse altitude (0 km à l'Est, 750 m au plus à l'Ouest). La formation de cette quasi-pénéplaine est synchrone du *rifting* ouest-européen, initié au Priabonien (35 Ma) et associé à une extension E-W avec un jeu senestre sur les fractures NE-SW entre Pyrénées et sillon rhodanien. Mais l'évolution

néogène des Pyrénées-Orientales est surtout conditionnée par l'extension NW-SE associée au rifting, initié au milieu de l'Oligocène (30 Ma), puis à l'ouverture de la Méditerranée occidentale et la dérive du bloc corso-sarde, au Burdigalien principalement (20-15 Ma) ; cette ouverture est elle-même liée au retrait (*slab rollback*) vers le SE de la subduction téthysienne (Jolivet *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999 ; Lacombe et Jolivet, 2005). Dans les Pyrénées orientales, le jeu des failles normales de la Têt et du Tech, dès l'Oligocène supérieur (30 Ma) probablement, et la formation des fossés syntectoniques du Conflent et du Roussillon au Miocène inférieur sont l'expression de cette dynamique. Les Pyrénées centrales possèdent aujourd'hui encore la racine crustale (50-55 km) constituée lors de la tectonique alpine, tandis que cette racine a disparu sous les Pyrénées orientales, où la croûte a une épaisseur normale de 25-35 km qui diminue vers l'Est, en direction de la Méditerranée. La disparition de la racine crustale est-pyrénéenne se serait faite à ce moment. La phase tectonique miocène inférieur est suivie, au Miocène moyen, par le façonnement de la surface d'érosion (S<sup>1</sup>) jusqu'à 500 m au-dessous de S<sup>0</sup> à l'Ouest, S<sup>1</sup> et S<sup>0</sup> étant confondues à l'Est. Au total, le relief était encore peu marqué, et les altitudes inférieures à 1 000 m. (Calvet et Gunnell, 2008).

La surrection reprend au Tortonien, vers 12 Ma et se poursuit au Pliocène inférieur. Cette phase néotectonique est marquée par la naissance de néofossés d'effondrement extensifs, dans la Zone axiale (bassins de la Seu d'Urgell, de Cerdagne et du Capcir) et au Sud-Est (bassins de l'Emporda et de La Selva), et par le rejeu des failles majeures de la Têt et du Tech. Le remplissage détritique 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). 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, rejouent à la même époque, ce jeu se prolongeant au moins jusqu'au Pliocène inférieur. Le moteur de cette néotectonique pourrait être une érosion thermique du manteau lithosphérique et donc un réchauffement de la lithosphère amincie et son soulèvement (Gunnell *et al.*, 2008) ; pour d'autres ce serait une relaxation thermique induisant une instabilité gravitaire et un détachement de la racine lithosphérique lourde vers 10 Ma (Vanderhaeghe et Grabkowiak, 2014). 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 téthysienne qui se poursuit vers le SE (Barruol et Granet, 2002 ; Pio Lucente *et al.*, 2006).

Le Pliocène supérieur est plus calme tectoniquement ; le relief est encore émoussé, marqué par la formation des pédiments (S<sup>2</sup>), et les altitudes sont encore modérées. Ce n'est qu'au Plio-Quaternaire que les Pyrénées orientales acquièrent leurs altitudes actuelles par un nouveau soulèvement généralisé, de 500-1 000 m environ à l'Ouest, sans rejeu systématique des grandes failles, sauf



pour celles qui contrôlent les escarpements à grandes facettes basales. C'est l'érosion subséquente à ce soulèvement, fluviale et glaciaire, qui a façonné le relief actuel. Cet ultime événement néotectonique serait à discuter dans le contexte du régime sismotectonique actuel, malheureusement mal connu (Souriau *et al.*, 2001), car longtemps considéré comme compressif-décrochant (Philip *et al.*, 1992 ; Goula *et al.*, 1999) mais vu actuellement comme extensif (Chevrot *et al.*, 2011), dans un contexte de convergence globale N-S très faible sinon nulle au niveau des Pyrénées.

## RESSOURCES MINÉRALES

### SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les roches locales (micaschistes et marbres de la Formation de Canaveilles, schistes, grès-quartzites et microconglomérats de la Formation d'Évol, calcaires dévoniens ou triasiques, granites, etc.) ont été exploitées dans de nombreuses carrières artisanales, plus ou moins anciennes (petites carrières de marbre médiévales près des Cluses ; pour les granites de Millas, voir Martzluff *et al.*, 2009), pour la construction locale principalement (moellons, lloses - nom catalan des lauzes). Les constructions les plus durables (églises romanes ou baroques, châteaux) offrent de beaux échantillons de ces matériaux, sous forme de moellons ou de pierres de taille, ou encore de colonnes et de chapiteaux. On peut citer, à titre d'exemple : les microconglomérats de la Formation d'Alós d'Isil (kE1) de la chapelle Saint-Pierre-du-Bosc à Corbère ; les grandes dalles de schistes rubanés de la Formation d'Alins (kE3) de la chapelle Saint-Estève, au Nord de Glorianes ; les calcaires du Dévonien inférieur-moyen du château de Castelnou ; certains au moins des éléments en « marbre » rose du Dévonien moyen-supérieur retrouvés dans de nombreux monuments du département (dont le prieuré de Serrabonne), qui peuvent provenir des anciennes carrières des Pedreres, à l'Ouest de Bouleternère, en activité du Moyen Âge au XVIII<sup>e</sup> siècle (Martzluff *et al.*, 2009) ; la « Porphyrite des Aspres » (pα) ordovicien supérieur de la chapelle de La Trinité, au Nord de Saint-Marsal ; le granite de Millas du château de Rodès ; etc.

Diverses substances ont été exploitées industriellement, en carrière le plus souvent, sur le territoire de la feuille Céret, mais la plupart des exploitations sont aujourd'hui arrêtées. On peut citer :

– les calcaires dévoniens (Dévonien moyen, de manière générale) ont été exploités dans de petites carrières pour la chaux (par exemple, au Mas d'En Payrot, au SE de Saint-Michel-de-Llotes), et le sont toujours pour la production de granulats dans la grande carrière de Thuir, au SW du bourg, où la société Roussillon Agrégats extrait 1,2 Mt/an ;

- les schistes subaridoisiers de la Formation d'Alins (KE3) ou de Jujols (KJ) sont exploités, irrégulièrement, à l'E de Montauriol, aux Hostalets et surtout au Sud de Bouleternère ;
- le granite de Millas a été exploité, notamment sous forme de pavés, dans la grande carrière de la Devèse, en rive gauche de la Têt, juste au Nord de Rodès ; la carrière fut très active de 1915 à 1939 ; un autre point d'exploitation contemporain existe sur la D13, au Nord du lac de barrage de Vinça ;
- la dolomie triasique (Muschelkalk, t3-5) de Montbolo, au Sud du village, en limite de la feuille Arles-sur-Tech, qui était transformée en dolomie frittée et utilisée comme réfractaire ; l'exploitation a été arrêtée en 1968 ;
- le gypse triasique (Keuper, t5-6G) a été exploité par travaux souterrains jusqu'en 1934 à Montbolo et, plus anciennement, à Céret ;
- les grès deltaïques (Miocène moyen présumé, m3-4) ont été exploités dans la carrière de Moulas (les Moleres), au SE du Boulou, pour produire des meules ;
- les sables argileux de la Formation miocène de Mas Trompette (m1-2T) sont exploités irrégulièrement ;
- l'argile à briques du Pliocène transitionnel marin-continental (p1Ls) a été exploitée jusqu'en 1997 dans la carrière Raynal, en rive droite de la rivière de Vivès ; elle alimentait la briqueterie de Saint-Jean-Pla-de-Corts ; plusieurs carrières dans ce secteur entament aussi des sables deltaïques pliocènes (carrière Borat, en rive gauche de la rivière de Vivès, en face de la carrière Raynal ; serra de la Josepa plus à l'Est, encore active) ; d'autres carrières dans les argiles du Pliocène continental alimentaient autrefois de petites briqueteries ; ces carrières ont souvent procuré des pièces paléontologiques de la faune du Roussillon (Thuir, Les Teuleries – Mas Sabole) ;
- les alluvions récentes (Fz2) ont été exploitées en gravière en aval de Saint-Jean-Pla-de-Corts.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Sur la feuille Céret ont été recensées 86 occurrences minéralisées (18 gîtes, 68 indices et affleurements). Leurs principales caractéristiques sont présentées dans le chapitre *Documentation complémentaire* (tabl. 1). Les éléments les plus représentés sont le fer et l'or. Des associations sulfurées polyminérales groupent un ou plusieurs des éléments suivants : Zn, Pb, Cu, Ba, F, Fe, W. Le fer, élément le plus répandu, est présent dans 32 occurrences ; pour le fer seul, on compte 12 gîtes, 9 indices, 1 affleurement, et pour le fer associé à d'autres substances (suivant les cas, Pb, Zn, Sn, F, Cu, Ni, Ba, As), 2 gîtes, 6 indices, 2 affleurements. L'or (Au, As) est connu dans 14 occurrences (11 indices et 3 gîtes), le tungstène (W) dans 9 occurrences ; le tungstène s'observe dans des associations sulfurées de skarns à *scheelite*. Les associations sulfurées

polymétalliques à or forment une trentaine d'occurrences, principalement des indices et 3 gîtes. Les minéralisations s'observent à la bordure orientale du massif du Canigou et dans le massif des Aspres ; elles sont encaissées dans les formations sédimentaires et volcanosédimentaires de l'Édiacarien – Cambrien (Groupes de Canaveilles et de Jujols). Le massif des Albères, peu minéralisé, renferme 2 occurrences de *fluorine*. Pour une synthèse à l'échelle des Pyrénées-Orientales, voir B. Moyroud et I. Salpeteur (1993).

## Fer

La bordure nord du massif du Canigou, d'Escaro à Taurinya (feuille Prades), et sa bordure est forment une importante province métallogénique connue sous le nom de *ceinture ferrifère du Canigou*. Les minéralisations sont associées aux marbres de la Formation de Canaveilles de l'unité du Canigou. Celles de la partie orientale sont localisées :

- dans la vallée du Llech et à la Coume, sous les gneiss de la Coume (feuille Prades), et jusqu'à Baillestavy (feuille Céret) ;
- dans le secteur de Velmanya ;
- à l'Est (les Manerots), au Nord et à l'Ouest (la Pinouse) du Puig de l'Estelle ;
- au Sud du Puig Saint-Pierre, où se trouve le gisement de Batère, le plus important de tous.

Il existe dans le massif du Canigou une tradition minière ancienne pour le fer et plus récemment pour la *fluorine* (1955-1991) et la *barytine*. Le fer a longtemps été extrait à ciel ouvert des zones superficielles minéralisées en oxydes et hydroxydes de fer (chapeaux de fer à *hématite*, *goethite*, *limonite*), responsables d'une coloration rouge permettant un repérage aisé. De nombreuses excavations anciennes plus ou moins bien conservées s'observent encore. Sporadique dès la protohistoire, l'exploitation du fer s'est intensifiée à l'époque romaine, à partir du II<sup>e</sup> siècle av. J.-C. ; des *ferriers* - amas de scories - de cette époque sont connus à Baillestavy (sous l'église romane Saint-André) et au SW de Saint-Marsal (l'Oratori), sur la feuille Céret. Elle a repris au Haut Moyen Âge et surtout à partir du XII-XIV<sup>e</sup> siècles, ainsi que l'attestent le mode de creusement d'anciennes galeries et la découverte de monnaies et poteries durant les travaux de la période moderne, au XIX-XX<sup>e</sup> siècles.

L'exploitation du gisement de Batère – la Pinouse a été soumise à réglementation par les autorités françaises et espagnoles à partir du XVI<sup>e</sup> siècle. Au XIX<sup>e</sup> siècle, une multitude de concessions recouvrait la montagne, elle-même truffée de galeries (les mines de Batère et de la Pinouse communiquaient par leurs galeries sous la ligne de crête). L'évacuation du minerai vers les forges catalanes de Velmanya et la Bastide au Nord, Corsavy et Montferrer au Sud, se faisait à dos d'homme, de mulet ou en charrettes à bœufs, la production restant

de faible importance. L'année 1900 vit la construction d'un téléphérique entre les mines de Batère et Arles-sur-Tech (feuille Arles-sur-Tech) où une usine de traitement du minerai par grillage était installée. Ce système permit un développement industriel de l'exploitation. En 1898, M. Monin créa la « Société anonyme de Batère » (SAB) qui exploita le gisement pendant près d'un siècle avec des techniques diverses. Après l'épisode d'euphorie de l'après - Deuxième Guerre Mondiale, les contraintes de rentabilité économique (minerai difficile d'accès, équipements vétustes) aboutirent à un dépôt de bilan en 1987. Une SARL dénommée « Mines de Batère » fut chargée de liquider les stocks encore sur place. L'activité se poursuivit à effectif réduit jusqu'en 1994, date de la fermeture définitive du dernier gisement en exploitation, celui de Roques Nègre Majeur (n° 1096-5-4020), au Sud du Puig Saint-Pierre. La mine de la Pinouse, quant à elle, avait cessé son activité dès 1931. La ceinture ferrifère représentait un stock métal de l'ordre de 10 Mt, dont la moitié à Batère et la Pinouse (4,5 Mt) ; il a été largement exploité.

Les minéralisations de la ceinture ferrifère (Guitard, 1973 ; Chevalier, 1975 ; Pouit et Fortuné, 1980 ; Coulomb et Pouit, 1989 ; Polizzi, 1990 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Galvier, 1998) forment une guirlande d'amas de *sidérite* et *fluorine*, oxydés superficiellement en *hématite* et *goethite*, encaissés dans les calcaires et dolomies de la base de la Formation de Canaveilles, y formant soit des amas stratoïdes, soit des filons sécants. Il s'y associe de la *fluorine*, localement abondante, avec une minéralisation à *galène-sphalérite-barytine*, subordonnée. Parmi les occurrences minéralisées, on peut distinguer différents types de minéralisations ferrifères : à *sidérite* dominante (Batère), la plus importante ; à *fluorine* dominante (Escaro, sur la feuille Prades) ; à *barytine* dominante (région de Valmanya) ; à *sphalérite* dominante (Valmanya). Toutes les minéralisations ferrifères seraient épigénétiques et relèveraient d'un seul et même épisode minéralisateur.

### Tungstène

Neuf petits indices de tungstène (Guitard, 1953, rapport interne BRGM, inédit ; Goujou *et al.*, 2000) s'alignent du NW au SE au SW à la base de l'unité des Aspres, de Taulis jusqu'au NE de Montbolo, selon l'allongement des bandes carbonatées de la Formation de Canaveilles (bC2-3). Il s'agit de skarns (tactites), généralement à grenats, qui présentent des associations minérales complexes à *scheelite* ( $\text{CaWO}_4$ )  $\pm$  Mo-Nb-Ta-Au-Fe-Zn-F, associées aux carbonates, souvent proches d'intersections avec les filons de granitoïdes qui recourent les marbres. Les minéralisations sont disséminées dans les marbres, plus rarement en amas stratiformes ou en filons. Le plus bel indice est celui de Roque Jalaire, de part et d'autre de la D618. Les skarns étant des minéralisations pyrométasomatiques liées à du métamorphisme de contact en présence de fluides hydrothermaux de haute température à sulfures qui induisent une métasomatose des carbonates de

l'encaissant, il aurait été tentant de les relier au granite de Batère, proche aujourd'hui, c'est-à-dire après les raccourcissements alpins, mais ce lien direct est improbable dans la mesure où les skarns se trouvent dans l'unité des Aspres, au toit du chevauchement des Aspres, et le granite de Batère dans l'unité du Canigou.

### Or des minéralisations sulfo-arséniées

Trois zones de minéralisations filoniennes sulfo-arséniées aurifères, placées de plus en plus haut dans la pile lithotectonique, sont connues dans le massif des Aspres (Polizzi, 1990), soit du SW vers le NE :

- la zone de l'écaille de la Coume, de la vallée du Llech à l'Est de Baillestavy, seuls les indices les plus orientaux étant situés sur la feuille Céret ; la plupart des indices sont localisés dans les gneiss de la Coume et les micaschistes sus-jacents, à la base de l'unité des Aspres donc ;
- la zone de Glorienes-Serrabonne, où se trouvent les principaux indices ; ils sont encaissés dans les Formations d'Alós d'Isil et d'Alins (kE1 et kE3), et plus spécialement près de leur limite, soulignée par quelques carbonates rapportés à la Formation de Lleret-Bayau (kE2) ;
- la zone de la chapelle Saint-Pons, au SE de Casefabre ; les indices sont encaissés dans la Formation de Jujols (kJ).

Sur le plan historique, les indices de la Coume et de Glorienes-Serrabonne sont étudiés depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle. Ils ont d'abord jusqu'en 1970 fait l'objet de travaux miniers d'exploration, repris ensuite dans les années 1980 par le BRGM (J.-L. Blès, 1984, rapport inédit). Ceux de la chapelle Saint-Pons sont issus d'une campagne de prospection géochimique et alluvionnaire menée par le BRGM dans les années 1980 (BRGM-DLAM Toulouse, 1986), suivie, après différentes études, par un permis de recherches avec notamment la réalisation de sondages carottés orientés (rapports BRGM inédits : Blès et Costargent, 1985, 1986 ; Blès, Costargent et Polizzi, 1988).

Les minéralisations ont été étudiées en grand détail, en collaboration avec le BRGM, sur les plans structural, minéralogique, cristallographique, hydrothermal et gîtologique par S. Polizzi (1990), dont nous exposons succinctement les résultats principaux (un peu modifiés en ce qui concerne les données lithostratigraphiques et structurales). Il s'agit essentiellement de filons et de lentilles à *quartz* et *arsénopyrite*, *Au natif*, *galène*, *pyrrhotite* ± *chalcopyrite*, *wolframite*, *Bi natif*. Les trois zones minéralisées présentent une grande similitude dans leurs paragenèses. Deux générations filoniennes se succèdent avec des paragenèses distinctes. À la Coume, la première génération est à *quartz-arsénopyrite* (Fe-As-Bi ± Pb-Ag-Au) et aurait commencé de se former à des températures élevées (600°C). La seconde est à *quartz*, Fe-Cu ± Au ; elle

constitue le remplissage de fractures affectant la première génération et s'accompagne d'une altération hydrothermale plus ou moins prononcée à *anorthite - feldspath potassique*. À Glorianes-Serrabonne, un stade très précoce à sidérite, qui pourrait traduire la métasomatose de niveaux carbonatés, comme ceux rapportés à la Formation de Lleret-Bayau (kE2), précède la première paragenèse, à Fe-As-Pb-Bi-Au ± Cu, qui a débuté vers 500°C ; la seconde est Fe-Cu-Pb-Bi-Au-W. À la chapelle Saint-Pons, la minéralisation aurait commencé vers 460°C ; on note la présence de Co (première paragenèse) et de Sn (deuxième paragenèse), et la présence de B dans les altérations de l'encaissant (tourmaline). Dans tous les cas, les processus minéralisateurs s'achèvent à moins de 300°C.

Dans l'écaille de la Coume, les occurrences sont alignées NW-SE sur environ 4 km (sur les feuilles Prades et Céret), et plus ou moins parallèlement aux déformations mylonitiques tardihercyniennes, antérieurement au (re)jeu alpin du chevauchement des Aspres ; la première paragenèse pourrait être anté-D3 (mylonitisation), la seconde post-D3. À Glorianes-Serrabonne, la minéralisation est constituée de filons et de lentilles de faible extension dans le prolongement des filons ; la première paragenèse serait anté-D2b, la seconde post-D2b. Dans les deux cas, la minéralisation est post-D1 (post-D1c). À la chapelle Saint-Pons, les minéralisations sont également anté-D2, mais la mise en place syn-D1 (Polizzi, 1990) de la première paragenèse, et donc l'existence possible de deux épisodes minéralisateurs, mériteraient d'être confirmées.

Il est intéressant de noter que les teneurs moyennes en Au sont anormales dans les carbonates de la Formation de Canaveilles (24 ppb) et dans les grès et microconglomérats de la Formation d'Évol (27 ppb), la teneur moyenne étant de 21 ppb. Il en est de même de la teneur en As, notamment dans les microconglomérats.

### Autres minéralisations

D'autres indices minéralisés sont connus dans le massif des Aspres (cf. tabl. 1) (Guitard, 1954 ; Pigetvieux, 1981 ; rapports internes, BRGM, inédits : Azais, 1958 ; Granier, 1958). Parmi les indices filoniens, ceux qui ont été détaillés par G. Pigetvieux (1981) et qui tous ont fait l'objet de travaux de recherche au XX<sup>e</sup> siècle, on peut citer :

- les indices à **Cu** de Taillet (6-4012 à 15, 7-4002), entre le Mas Massinète et Taillet, dans le ravin du Taixo qui jalonnent les calcaires de la Formation de Lleret-Bayau (kE2) ; la minéralisation est à chalcopyrite, galène, pyrite et malachite dans une gangue quartzo-carbonatée ;
- l'indice à **Cu** de Camélas (2-4002) situé à proximité du Mas d'En Féliu (chalcopyrite, sphalérite, pyrite, galène, cuivre gris, ullmanite et cubanite dans

une gangue quartzo-carbonatée); encaissé dans les schistes rubanés de la Formation d'Alins (kE3), il jalonne la faille de Castelnou avec laquelle ses relations précises sont mal connues ;

– l'indice à **Pb-Cu** de Fontcouverte (2-4001), situé au NE du hameau et à l'Est de la chapelle, en relation avec un gros filon de quartz, comparable au précédent ;

– les indices à **Fe-Cu** du Mas de Coubris (3-4002), à oxydes de Fe, carbonates (sidérite, calcite, dolomite, azurite) et sulfures (Cu-Ni) ; ces indices s'alignent sur 300 m, entre le Mas et le pc 351, soulignant le chevauchement de Coubris, auquel ils sont peut-être liés ;

– l'indice (non répertorié) à **Cu-Fe** de Corbère (500 m à l'Ouest du village, dans le ravin de Saint-Maurice, en aval de la chapelle) ; comparable aux précédents, il est encaissé dans la Formation d'Alós d'Isil (kE1) où il serait associé à des calcaires dolomitiques non cartographiés (cf. le niveau de la D58, au NE de Politg) ;

– les indices à **Pb-Ni** d'Oms (7-4003, 7-4004), encaissés dans la Formation de Jujols (kJ) du Ravin d'En Llinassous, à l'ESE du village ; la minéralisation est à chalcopryrite, sphalérite et ullmanite, etc. ;

– l'indice à **Pb-Zn** de Vivès (7-4006), situé au Pla del Mané, entre Vivès et Llauro, encaissé dans la Formation de Jujols (kJ), à galène, sphalérite, cuivre gris, pyrite, ullmanite et chalcopryrite ;

– l'indice à **Ni** (ullmanite) et **Sb** situé au Sud d'Al Puig (7-4010) ;

– les indices à **Sb** situés au SW d'Oms, en particulier celui de la D13 (6-4019), encaissé dans des schistes gris clair de l'Ordovicien supérieur, sous une coulée de porphyrite ; la minéralisation est à stibine, pyrite, galène, etc. ;

– l'indice à **Sb** du Mas de la Guardia (7-4006), entre Llauro et Vivès, à l'Ouest de la D615 (*mal localisé sur la carte : il est à égale distance des pc 293 et 355, et non 300 m au SW de ce dernier*) ; il se localise sur la limite entre les Formations d'Alins (kE3) et de Jujols (kJ) qui ici serait faillée ; de plus, ce filon de quartz à pyrite, ullmanite, stibine se superpose à une lentille carbonatée peut-être sédimentaire (cf. Formation de Valcebollère).

Dans l'unité du Canigou, il faut signaler 7 indices filoniens à quartz-pyrite-chalcopryrite avec sphalérite (marmatite) et galène, situés au NW d'El Puig, dans les schistes de Cabrils et liés à une zone disloquée où les plis P2b abondent.

Pour être complet, signalons, dans le coin nord-occidental du massif des Albères, à l'Ouest du Pic Estelle, un petit gisement de **fluorine** (8-4001) duquel a été produit 10 000 t de fluorine entre 1957 et 1968 ; la minéralisation (Billa, 1980) est étroitement associée à un marbre de la Formation de Canaveilles (bC1).

## Synthèse métallogénique

Une origine ancienne, préhercynienne, a été invoquée pour une partie au moins des minéralisations, origine soit synsédimentaire - sédimentation carbonatée et ferrugineuse de plate-forme (Capus *et al.*, 1981 ; discussion *in* notice Prades) -, soit en liaison avec le plutonisme ordovicien (Barbey *et al.*, 2001) ; de même, il n'est pas possible, pour la fluorine par exemple, d'exclure *a priori* un âge alpin. Cependant, la plupart des auteurs s'accordent pour admettre un seul épisode minéralisateur d'âge hercynien et un lien, direct ou indirect, avec le plutonisme tardihercynien, sans exclure évidemment quelques remobilisations plus récentes. Plusieurs arguments militent pour une formation des minéralisations synchrones de la phase tardihercynienne D2 :

- quand elles sont bien développées, les mylonites ultratardives D3 affectent clairement les minéralisations carbonatées et sulfurées (secteur du Llech, de la Coume et de Baillestavy-Velmana en particulier, mais aussi, localement, à Batère) ;
- l'antériorité du pluton de Batère par rapport aux minéralisations avoisinantes ;
- ailleurs, les minéralisations sont très généralement postérieures à la schistosité majeure S1 (qu'il ne faut pas confondre avec la foliation mylonitique S3) ;
- la relation étroite entre certaines minéralisations et les structures fini-D1 et/ou D2b (Glorianes, chapelle Saint-Pons) ;
- l'association étroite de certaines minéralisations avec le plutonisme, directe (skarns) ou indirecte (gisements de Fe de Batère), donc avec D2 (*cf. infra*) ;
- les isotopes du plomb des galènes de divers gisements excluent un âge antéhercynien et sont au contraire compatibles avec un âge hercynien (Marcoux *et al.*, 1991).

Alternativement à la thèse « pré-métamorphique », une origine métasomatique des minéralisations en sidérite, par substitution des dolomies due à des fluides endogènes riches en fer (hydrothermalisme) est communément adoptée, et une liaison avec le plutonisme hercynien tardif finicarbonifère est privilégiée, quoique à vrai dire non démontrée. Cette interprétation est cohérente avec le fait que les minéralisations sont postérieures aux granites et microgranites (Batère) et qu'elles sont affectées (Baillestavy, Llech) par les mylonites finihercyniennes (D3).

Dans l'unité des Aspres, indépendamment des skarns, une zonalité métallogénique apparaît clairement de l'Ouest vers l'Est (Pigetvieux, 1981 ; Polizzi, 1990). Une zonalité analogue, du Nord vers le Sud, a été décrite dans le Haut-Ripollès, sur le versant sud du massif de la Carança (Robert, 1980 ; voir feuille Prats-de-Mollo). Dans l'unité des Aspres, on reconnaît ainsi une séquence d'événements en trois stades, avec :



- des minéralisations hypothermales à As-Fe-Au chaudes (600-300°C) dans le secteur de la Coume ;
- des minéralisations mésothermales à Cu-Au, à peine moins chaudes, dans le secteur de Glorianes-Costabonne (500 à < 300°C) et à la chapelle Saint-Pons (450°C à < 300°C), et d'autres minéralisations à Cu-Pb (Taillet, Camélas) ;
- des minéralisations épithermales à Pb-Zn-Ni (250-200°C) à Fontcouverte, mas de Coubris, etc., et à Sb (< 200°C) à Oms, La Guardia.

Cependant, outre le fait que les estimations de température sont obtenues sur des bases parfois discutables (composition de l'arsénopyrite, par exemple), ces résultats sont cependant basés sur des critères texturaux criticables, où les « inclusions » et les « remplacements/corrosions » jouent un rôle excessif. Si l'on se restreint au seul critère incontournable qu'est le critère d'intersection, une relecture attentive des observations publiées par G. Pigetvieux (1981) et S. Polizzi (1990) permet de proposer une séquence singulièrement différente (fig. 9).

L'origine de cette zonalité métallogénique (fig. 10) a classiquement été recherchée en liaison avec les plutons tardihercyniens (origine « péritholitique ») et leurs minéralisations pyrométasomatiques (skarns) : pluton de Batère dans les Aspres, pluton de Costabonne dans le Ripollès. Mais on peut remarquer que ces zonalités se superposent également à la structure thermique du métamorphisme M<sub>II</sub> de HT-BP (les minéralisations hypothermales sont dans la zone à cordiérite-andalousite ou à biotite, les autres dans la zone à chlorite), assez largement indépendante spatialement de ces plutons, qui sont plus tardifs. Et par ailleurs, la zonalité observée dans les Aspres se moule aussi sur les mégastuctures tardives des Aspres, en particulier le synclinal D2b des Aspres qui replisse la structure thermique métamorphique (fig. 10), la zone la plus froide à Sb étant localisée à l'Est du massif.

Quoiqu'il en soit des incertitudes qui demeurent, il reste que l'ensemble des données disponibles indique que l'essentiel des minéralisations carbonatées et sulfurées est bien hercynien. Plus précisément, les premiers stades pourraient être post-S1 et anté-D2b, donc syn-D2a et ainsi synchrones du métamorphisme HT-BP, tandis que les minéralisations les plus récentes (Sb, par exemple) apparaissent franchement postcinématiques.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

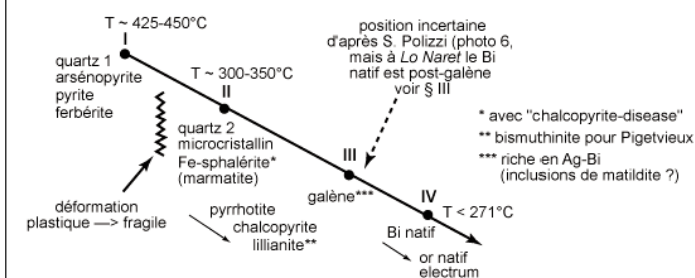
### *RISQUES NATURELS*

Le territoire concerné par la feuille Céret est soumis à des aléas naturels très divers et, pour certains, particulièrement intenses. Mais les espaces à

**I. Sur toute l'étendue du district des Aspres, la sidérite apparaît comme la plus précoce, et semble donc appartenir à un premier événement minéralisateur.**

**II. Les gisements à arsénopyrite-or**

Sur la base des thèses de G. Pigetvieux et S. Polizzi, le gisement de Glorianes peut servir de référence. On obtient :

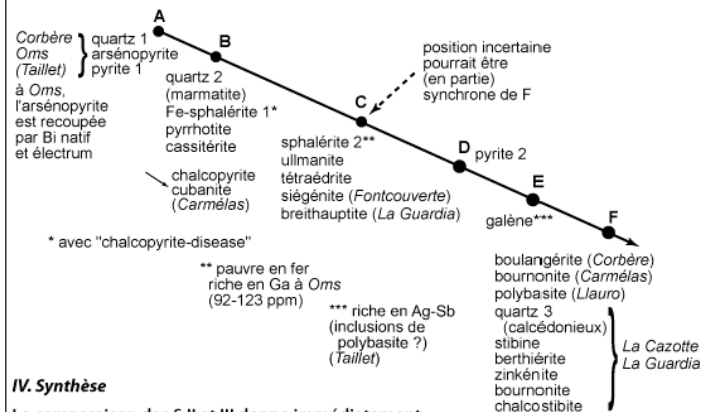


D'après les observations de S. Polizzi, les variantes concernent :

- deux stades d'arsénopyrite à Chapelle Saint-Pons (avec Asp 2 associée au tungstène)
- impact de l'antimoine (cf. *infra*) sur les minéraux du cuivre et du plomb (cuivre gris, boulangérite) à Serrabonne
- il y a une génération tardive de pyrite (pyrrhotite → pyrite)

**III. Les autres gisements**

Les données de la thèse de G. Pigetvieux (réinterprétées) conduisent à la séquence généralisée suivante :



**IV. Synthèse**

La comparaison des § II et III donne immédiatement les équivalences :

**A = I → stade à As (W) B = II → stade à Cu (Zn-Bi-Sn) E = III → stade à Pb**

Il apparaît aussi un stade à Ni (C), absent des gisements d'or et mal positionné.

Enfin un stade tardif "épithermal" à Sb (F) est également évident.

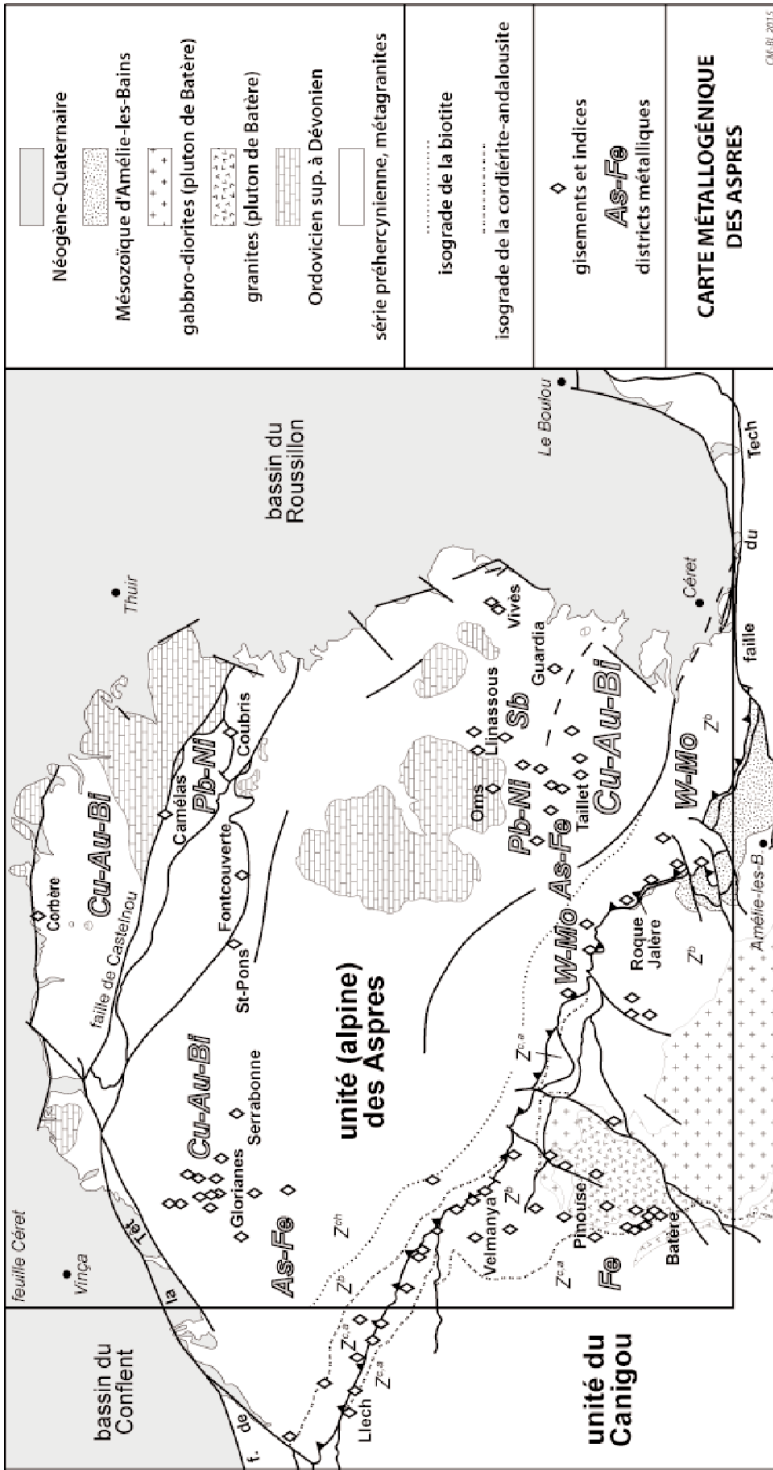
On peut alors proposer, à titre d'hypothèse, une équivalence entre les stades IV (à Au-Bi) et le stade F (à Sb), en s'appuyant notamment sur le stade à Sb tardif de Serrabonne.

L'or se fixerait préférentiellement sur l'arsénopyrite, dans des niveaux structuraux plus profonds que ceux où précipite la stibine.

CM.2014

**Fig. 9 - Réinterprétation de la séquence des minéralisations dans les Aspres**

Le schéma interprétatif ici proposé s'appuie sur une relecture critique des observations détaillées de G. Pigetvieux (1981) et S. Polizzi (1990), en ne prenant en compte comme critère chronologique que le seul critère d'intersection (un minéral B est postérieur à un minéral A s'il est contenu dans une microfRACTURE qui recoupe A). À partir d'un gisement de référence (Glorianes) dont les descriptions sont particulièrement faciles à ré-exploiter, on peut reconstituer une séquence d'événements, qui, se corrélant de proche en proche dans d'autres gisements, permet de proposer une succession générale pour l'ensemble des gîtes et indices des Aspres.



**Fig. 10 - Carte métallogénique des Aspres**

Carte établie principalement d'après les données BRGM (BSS) et les thèses de G. Pigetvieux (1981) et S. Polizzi (1990), modifiées.

risques concernent essentiellement les fonds de vallées et les piémonts, où se concentrent la quasi-totalité des enjeux et de la population.

### Sismicité historique et aléa sismique

Le relevé historique des tremblements de terre du département des Pyrénées-Orientales révèle une sismicité plutôt faible à l'égard 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). Les séismes du département y atteignent le plus souvent une intensité maximale plutôt modérée, de l'ordre de VI sur l'échelle des séismes (12 degrés), correspondant à de légers dommages (fissurations de quelques murs, chutes de tuiles). 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 1er mai 2011, range le territoire de la feuille Céret dans la catégorie 3 (sismicité modérée), sauf les communes les plus occidentales, classées catégorie 4 (sismicité moyenne), sur une échelle allant de 1 (très faible) à 4 (moyenne) pour la France métropolitaine ([www.planseisme.fr](http://www.planseisme.fr)).

À Céret, dans la vallée du Tech et dans un rayon de 15 kilomètres, la présence d'épicentres est pour ainsi dire inexistante : un seul choc a pu être identifié, celui du 10 septembre 1920 à Amélie-les-Bains. Probablement s'agit-il d'un séisme mineur, l'intensité de l'événement restant inconnue. Plus en amont, deux séismes sont attestés les 2 février 1783 et 23 février 1918 à Prats-de-Mollo, celui de 1783 étant décrit par certains propos de l'époque comme responsable de dommages à des habitations mais son aire d'extension reste à préciser. À quelque distance de Céret, entre Vallespir et Conflent, la région est soumise à une activité plutôt faible dans le secteur du Canigou. Plusieurs secousses d'intensité faible à modérée possèdent leur foyer dans ces parages : 25 décembre 1772, 5 décembre 1979, 17 mai 1980. Dans la vallée même de la Têt, aux environs de Prades, différents chocs sont représentés par des épicentres locaux qui semblent pouvoir être associés à l'activité de la faille de la Têt : 27 décembre 1755 (VI) et son essaim de secousses, 8 septembre 1797, juillet 1819, 27 janvier 1912, octobre 1950 et 17 juillet 1951. Ces séismes restent cependant de faible extension et peuvent ne pas avoir été ressentis à Céret.

À plus grande distance, de l'ordre de la cinquantaine de kilomètres, l'activité sismique des Fenouillèdes apparaît plus soutenue ; certaines secousses originaires de ce secteur se sont fait ressentir jusqu'à Céret : 28 novembre 1920 (VI), 23 septembre 1922 (VI-VII à Saint-Paul-de-Fenouillet), 3 novembre 1978 (V-VI) et 18 février 1996 (VI). Hors du département, plusieurs tremblements de

terre lointains de forte intensité ont pu être ressentis soit à Céret-même soit dans ses environs, en général faiblement : 20 juillet 1854 (Bigorre, VII-VIII), 6 mai 1902 (Béarn, VII), 10 juillet 1923 (Navarre, VII-VIII), 19 novembre 1923 (Val d'Aran, VIII), 29 juin 1950 (Corbières, VII), 13 août 1967 (Béarn, VIII), 29 février 1980 (Béarn, VII-VIII). Par ailleurs, si l'on se réfère aux archives historiques de la région perpignanaise, d'autres séismes eux aussi lointains ont certainement atteint Céret et sa région : 3 mars 1373 (Ribagorza, VIII-IX), 19 mars et 15 mai 1427 (Catalogne, VIII), 25 mai 1448 (Catalogne, VIII), 21 juin 1660 (Bigorre, VIII-IX), 11 juin 1909 (Provence, VIII-IX), 10 juillet 1923 (Navarre, VII-VIII), 19 novembre 1923 (Val d'Aran, VIII), 29 juin 1950 (Corbières, VII), 5 avril 1970 (Andorre, V).

L'événement de référence reste le séisme du 2 février 1428, dit d'Olot (intensité MSK initialement évaluée à X-XI, limitée par les travaux récents à VIII-IX à l'épicentre et VII-VIII dans le secteur de Céret ; Olivera *et al.*, 2006), qui a fortement affecté tout le secteur et dont on a estimé la magnitude  $M_w$  à 6,5 et l'hypocentre à 9 km. L'épicentre en serait placé sur la bordure sud de la Zone axiale, à Camprodon, et associé à un accident chevauchant qui s'aligne sur le système de failles du Vallespir. Si les travaux de sismotectonique ont jusque là privilégié un contexte compressif (Goula *et al.*, 1999), les nouveaux calculs de mécanismes au foyer, mieux contraints, montrent que l'essentiel des séismes pyrénéens sont en faille normale (Chevrot *et al.*, 2011). Des jeux extensifs ou décrochants ne sont pas à exclure sur la faille bordière des Albères, vu la fraîcheur des facettes et sa netteté sur photos aériennes et images satellitaires. Il reste que la récurrence de l'événement de 1428 semble largement pluriséculaire, sinon millénaire.

Le descriptif de ces séismes est consultable sur le site BRGM [www.sisfrance.net](http://www.sisfrance.net).

## **Autres aléas**

### **Aléa feux de forêt ou de maquis**

C'est probablement le risque majeur, en terme spatial, dans l'ensemble des Albères et des Aspres, où les lotissements de pavillons se sont multipliés depuis les années 1970. Ils sont favorisés par la densité de ces maquis méditerranéens, la sécheresse estivale et la violence du vent de NW, la Tramontane. L'incendie de 1976 a parcouru en écharpe toutes les Aspres, de Corbères à Vivès, sur 6 600 ha.

### **Aléa inondation**

L'autre risque majeur est représenté par les crues torrentielles. Elles sont liées aux violents abats d'eau apportés en général par les perturbations méditerranéennes d'automne. À titre d'exemple, l'averse du 13 octobre 1986 a

produit 365 mm en 4 h 30 aux Chartreuses du Boulou ; celle d'octobre 1940 reste le record pluviométrique européen, avec 1 000 mm le 17 dans le haut bassin du Tech et 1 700 mm en 4 jours (Pardé, 1941 ; Soutadé, 1993) ; celle du 26 septembre 1992 a produit 323 mm en 15 h et 189 mm en 3 h au Mont-Hélène. Si ces aléas ont des effets érosifs spectaculaires sur les versants (où le ravinement des vignobles est un risque agricole majeur) et dans tous les lits fluviaux, ils ne sont un risque pour la population que sur certains sites particuliers. Dans le cadre de la feuille Céret, le Tech ne traverse une zone urbanisée qu'à Amélie-les-Bains-Palalda (9 morts identifiés en 1940, pour 48 dans le département au total) ; ailleurs il est incisé sous sa basse terrasse et seuls des campings sont directement concernés car installés sur le remblaiement alluvial de 1940, à Saint-Jean-Pla-de-Corts par exemple. Les torrents du piémont nord des Aspres peuvent poser des problèmes aux sites urbanisés sur leurs cônes même (Thuir, la Coume à Corbère, le Gimeneill à Saint-Michel-de-Llotes) ; le Boulès, qui n'incise pas la terrasse Fy, déborde aisément en menaçant sur sa rive gauche les villages et leurs lotissements récents, d'Ille à Millas. Il en va de même pour le Réart et la Canterrane, comme l'a démontré la crue de 1992 dans les sites souvent récemment urbanisés de Pollestres, Fourques, Montauriol, Villemolaque.

#### **Aléa mouvements de terrain**

Il est présent sur les versants schisteux de la vallée du Tech et des Aspres. En général il s'agit de mouvements de petite taille et de chutes de blocs sur les talus de route. Dans la vallée de Glorianes un grand glissement a fonctionné en 1940 et affecté la route. Des glissements anciens, pléistocènes, existent dans la vallée du Boulès, toujours dans les schistes, ainsi qu'au pied des corniches de calcaire dévonien, au détriment du Silurien. On ne peut exclure leur remobilisation future, lors des grands épisodes pluvieux en particulier. Des affaissements sont à craindre à Amélie-les-Bains et Reynès en raison de la présence de gypse du Keuper en profondeur et de son ancienne exploitation.

#### **Aléa avalanche**

Il n'est pas inconnu sur les versants montagneux occidentaux qui dépassent 1 500 m, autour de Batère : en 1917 une coulée a fait 12 victimes aux mines de la Pinouse, alors encore en activité.

### *HYDROGÉOLOGIE*

#### **Eaux souterraines**

Sur la feuille Céret, les principales ressources en eaux souterraines connues sont contenues dans les alluvions quaternaires déposées par la Têt et le Tech et

les sédiments pliocènes du remplissage du bassin du Roussillon. Des ressources en eaux existent aussi dans les alluvions quaternaires de la Rivière de Rigarda, du Boulès, du Réart-Canterrane, etc., et dans les terrains préhercyniens, hercyniens et mésozoïques des Aspres, des contreforts du massif du Canigou, du Vallespir et des Albères.

### **Les alluvions quaternaires**

Dans la vallée de la Têt, entre le Barrage de Vinça et les gorges de la Guillera, à Rodès, il existe plusieurs puits et sources dans les alluvions de la Têt, en rive droite : Font de la Catharinette, Puits sur berge, Font d'en Cambo, etc. Seule la partie Sud des affleurements des alluvions quaternaires des terrasses de la rive droite de la Têt, dont la « Terrasse de Toulouges », est située sur le périmètre de la feuille Céret. Les ressources en eau des alluvions quaternaires de ce secteur sont mieux connues sur le périmètre de la feuille Rivesaltes, au Nord (Puits du Mas Conte pour l'AEP de Perpignan, etc.). L'un des captages les plus productifs, sur le périmètre de la feuille Céret, est situé dans les alluvions quaternaires près de la confluence Têt-Boulès, à Bouleternère (Forage communal F2). Il s'agit d'un forage profond de 21,7 m qui a fait l'objet de pompages d'essai jusqu'à 240 m<sup>3</sup>/h, avec un rabattement maximal de 9,10 m. À Thuir, au Mas Ripoll, des puits peu profonds (8 m) ont donné des débits de l'ordre de 100 m<sup>3</sup>/h. En aval de Céret, les alluvions du Tech et de ses terrasses alluviales ont fait l'objet de puits (Puits du Clot de l'Ouilleux à Saint-Jean-Pla-de-Corts, F0 Trompettes-Hautes à Montesquieu des Albères), de puits à drains rayonnants (Le Boulou), de puits-forages (F1 Trompettes-Hautes, P1 Ravin de la Garrigue à Banyuls-dels-Aspres ...) et de forages (Forages Lo Siecret et Ortes del Bosc au Boulou, F2 Trompettes-Hautes, F2 Salita Est à Banyuls-dels-Aspres). Ces ouvrages exploitent des eaux contenues dans des alluvions quaternaires peu épaisses : 6,50 à 8 m (Secteur Lo Siecret au Boulou), 6,80 m (Forage Ortes del Bosc), 8,30 à 10,30 m (secteur Trompettes-Hautes à Montesquieu), avec des débits autorisés compris entre 6 et 200 m<sup>3</sup>/h. Sur le périmètre de la feuille Céret, les alluvions quaternaires des affluents de la Têt et du Tech, de la Canterrane et du Réart, forment localement des aquifères d'extensions géographiques limitées et de faibles épaisseurs exploités par des puits (puits de Rigarda, puits de Casefabre, puits Mas d'En Llouis à Calmeilles, puits à Montauriol, puits du Mas Tronyo à Trouillas). Les eaux des nappes alluviales quaternaires sont généralement peu minéralisées et agressives. Il s'agit de ressources très vulnérables aux pollutions. Par exemple, en 2002, les eaux exploitées par les captages de Banyuls-dels-Aspres avaient montré une pollution bactérienne (P1 Ravin de la Garrigue) et par des pesticides (F2 Salita Est).

### **Les sédiments pliocènes**

Le périmètre de la feuille Céret correspond à la limite Sud-Ouest des dépôts pliocènes et antépliocènes (conservés) du remplissage du bassin du Roussillon. On y observe l'apparition de faciès pliocènes bordiers grossiers (Canterrane,

Vivès). Sur le périmètre de la feuille, des habitations isolées (exploitations agricoles, résidences secondaires) exploitent généralement les niveaux superficiels du Pliocène à l'aide de forages souvent arrêtés dans le(les) premier(s) niveau(x) sableux recoupé(s). Leurs débits d'exploitation sont généralement de quelques mètres cubes par heure. À Thuir, les sédiments pliocènes ont été forés jusqu'à environ 190 m de profondeur (Forages « Lavoir municipal », 191,80 m) et « Le Crosse », 191,70 m) et ont atteint le « Pliocène marin » vers 127 m de profondeur). Les niveaux perméables du Pliocène sont exploités par des forages publics (Forage Ripoll, 165 m et forage privé des Caves Byrrh). Ce dernier forage, profond de 136 m, a recoupé les premiers faciès « coquilliers » du Pliocène vers 105 m de profondeur. Il est exploité à un débit autorisé de 70 m<sup>3</sup>/h. La transmissivité déduite d'un pompage d'essai de longue durée (48 h) sur l'ouvrage neuf était comprise entre 5,25 et 6,75.10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s. Le secteur situé à l'Est et au Sud de Thuir montre un Pliocène marin à l'affleurement comme à Trouillas, à l'Est de la faille de Font Rouge, ou à faible profondeur (limites données sous réserve) : 37 m à Terrats (lieu-dit Los Coumaills), 45 m à Pollestres (F2 Rec del Moli), 60 m à l'Ouest de Trouillas (Forage Pla d'Amont), 61 m à Nyls (piézomètre du réseau de suivi du Conseil Général), 17 m à Villemolaque (ancien forage communal), 40 m au Sud de Tresserre (forage agricole). Cette situation diminue le potentiel hydrogéologique du Pliocène, les faciès marins (sables fins, sables argileux, argiles, etc.) étant généralement plus fins donc moins perméables que les faciès « continentaux » mis à part certains niveaux sableux situés au sommet des « argiles bleues ». La commune de Rodès exploite le forage de Saint-Pierre, profond de 67 m, qui a traversé des terrains argilo-sableux attribués au Quaternaire, au Pliocène et au Miocène, sur 64,5 m. Il existe, dans le secteur de Rodès, plusieurs piézomètres destinés au suivi du Barrage de Vinça. Les eaux exploitées par le forage des Caves Byrrh à Thuir présentent une minéralisation moyenne avec une conductivité de l'ordre de 500 µS/cm à 25°C. En 2007, la teneur en nitrates était extrêmement faible, inférieure à 0,5 mg/l ; les autres paramètres azotés analysés étant inférieurs aux limites de quantification.

### **Les sédiments néogènes antépliocènes**

Dans le Bassin de Prades, sur la feuille voisine de Prades, les formations néogènes sont considérées comme improductives. Les forages de recherche d'eau dans ce secteur doivent faire face à des difficultés liées à l'hétérogénéité des terrains néogènes, comme dans le secteur Los Puigs Baix à Rodès. Dans le bassin du Roussillon, les sédiments néogènes ante-pliocènes ne sont pratiquement jamais atteints par les forages de recherche d'eau (et/ou n'apparaissent pas dans les descriptions fournies par les foreurs) qui sont généralement arrêtés dans les argiles marines « bleues ». Au Sud de Tresserre, lors de la réalisation d'un forage agricole de 115 m de profondeur, nous avons pu observer l'apparition de faciès marins pliocènes « argiles bleues » coquillières à 40 m puis à partir de 100 m de profondeur, de niveaux sableux



perméables à intercalations d'argiles beiges, blanches, vertes, rouges et brunes qui pourraient correspondre à des terrains néogènes antépliocènes.

### **Les formations carbonatées (pré)hercyniennes et mésozoïques**

À Palalda, en rive gauche du Tech, les carbonates de la Formation de Canaveilles donnent naissance à plusieurs sources à proximité du village (Font d'en Pagès) et dans le ravin de Rieusec, au Sud de Taulis. D'une manière générale, les intercalations carbonatées (et gneissiques) des terrains schisteux anciens peuvent localement favoriser le stockage et le drainage des eaux souterraines, sans toutefois constituer des ressources en eau importantes (source Las Très Fonts à Baillestavy, avec un débit autorisé de 1,67 m<sup>3</sup>/h). Les principaux affleurements des carbonates dévoniens couronnent les reliefs du Montner, du Mont-Hélène, du Roc de Majorque – Causse de Sainte-Colombe et de Thuir et du Montou. Ces carbonates sont fracturés et karstifiés et donnent naissance à des sources. Les plus importantes, eut égard à leurs débits, sont situées à Corbère-les-Cabanes (L'Adou), Sainte-Colombe de la Commanderie (Sainte-Colombe ou Adou) et Thuir (La Trencade). À Corbère-les-Cabanes, la source karstique temporaire dite l'Adou, émerge sur la limite nord-est du massif karstique du Montou. Cette résurgence dont le débit peut atteindre 20 l/s a été mise en relation par traçage avec la perte du San Julia. Le massif du Montou est recoupé par plusieurs cavités karstiques notamment le Barrenc (aven) Ferréol aboutissant à un réseau noyé. À Sainte-Colombe, la résurgence dite de Sainte-Colombe ou Adou, émerge sur la limite du massif Roc de Majorque – Causse de Sainte-Colombe et de Thuir. Son débit peut atteindre 400 l/s. Elle a été mise en relation par traçage avec la perte du ravin de la Coume d'Abeil (ou d'Abeille). L'exurgence temporaire de la Trencade, dans le Ravin du Causse, à Thuir, est connue pour ses crues violentes par temps de pluie. Il existe une exurgence karstique sur le versant Est de la colline portant la chapelle Saint-Martin, au Sud de Camélas. Les sources de la Doux à Calmeilles (quelques centaines de litres par heure) et de Roque Jalair (1 l/s) à Caixas draineraient respectivement les massifs du Montner et du Mont-Hélène. Dans la vallée du Tech, à Montbolo, la Source Saint-André (20 à 25 m<sup>3</sup>/j) émerge des carbonates triasiques du Muschelkalk.

### **Le « domaine schisteux » préhercynien**

Les terrains du domaine schisteux préhercynien donnent naissance à des sources dont les débits sont généralement faibles, quelques dizaines à quelques centaines de litres par heure, et sensibles aux épisodes de sécheresse. Ces débits suffisent généralement aux besoins limités d'habitations isolées ou de petits villages. Cependant, dans certains cas, des collectivités se sont raccordées pour sécuriser et renforcer leur alimentation en eau potable à des structure de type syndical, dans les secteurs de Vinça (captages dans les alluvions quaternaires de la Lentilla), des Aspres (forages dans l'aquifère multicouche du Plio-Quaternaire, dans le secteur Thuir), et du Vallespir (captage sur le Riuferrer à

Arles-sur-Tech). Des forages ont été réalisés dans ce domaine ; ils ont été souvent arrêtés à faible profondeur, au plus une centaine de mètres, par exemple à Reynès (Mas Barrabam), 76 m ; à Taulis (forage de la Garrigue), 22 m ; à Saint-Marsal (forage Gelys), 29 m ; à Boule d'Amont (forage Serrabonne), 50 m. Ces forages ont des débits faibles, au plus quelques mètres cubes par heure, à très faibles, sensibles aux épisodes de sécheresse, par exemple : 50 l/h (forage Serrabonne à Boule d'Amont), 4,6 m<sup>3</sup>/h (forage de la Garrigue à Taulis). Les eaux des captages de sources du domaine schisteux présentent souvent des non-conformités bactériologiques en raison de l'origine superficielle des eaux captées et de formations de recouvrement inexistantes, ou d'épaisseurs limitées. Les eaux de ce secteur sont parfois chargées en fer (source de la Crouette à Glorianes, source Miquelet à Baillestavy, source Devèze à Montbolo) et/ou en manganèse (forage de la Garrigue à Taulis, forage La Trinité à Prunet-et-Belpuig, source La Trounasse à Casefabre) dont les teneurs peuvent dépasser les limites de qualité des eaux destinées à la consommation humaine. Les eaux du forage Fontcouverte à Caixas ont montré la présence d'arsenic et d'antimoine.

### **Les formations gneissiques et granitiques**

Sur les contreforts du massif du Canigou, dans le secteur de Batère, ces terrains (et leurs altérites) donnent naissance à de petites sources alimentant notamment des habitations isolées (source La Gazette, 5 m<sup>3</sup>/j, et source Mas Tallède à Corsavy, par exemple) et des collectivités publiques (Las Fonts à Corsavy). Des recherches d'eau par forages y ont été réalisées (Forage El Sarralé pour Corsavy, sur la feuille voisine d'Arles-sur-Tech). Les eaux issues de ces terrains présentent souvent des teneurs en arsenic supérieures aux limites de qualité des eaux destinées à la consommation humaine.

### **Eaux minérales**

La Station thermale du Boulou, au Sud du Boulou, exploite des captages de sources dont les débits sont compris entre 0,09 et 0,9 m<sup>3</sup>/h. Les eaux du Boulou sont bicarbonatées, chlorurées sodiques, ferrugineuses et carbo-gazeuses. Leurs températures sont comprises entre 13 et 17°C et leurs résidus secs entre 2 900 et 5 000 mg/l. Les eaux des sources du Boulou proviennent des pluies infiltrées dans le massif des Albères, au Sud-Est du Boulou. Ces eaux émergent dans un secteur situé à l'intersection de la faille normale néogène du Tech, d'orientation générale E-W, et de failles orientées NW-SE. L'émergence des eaux serait favorisée par un contact entre des terrains de perméabilités différentes (gneiss et schistes).

## **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 Argelès, 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://infoterre.brgm.fr>).

Classement national	X	Y	Z	Commune	Nom du gîte	Nature	Substances
1096-1-4001	617.600	35.600	650.00	Rigarda	Glorianes-Roc-de-Mirailles	Indice	As,Au.
1096-1-4002	617.600	35.300	650.00	Glorianes	Glorianes-Mas-Saint-Estève	Indice	As,Au.
1096-1-4003	618.400	35.100	500.00	Glorianes	Glorianes-La-Garouille-Nord	Indice	As,Au.
1096-1-4004	617.800	34.750	720.00	Glorianes	Glorianes-Col-de-Saint-Estève	Indice	As,Au.
1096-1-4005	618.300	34.800	500.00	Glorianes	Glorianes-La-Garouille-Sud	Indice	As,Au.
1096-1-4006	617.500	34.450	865.00	Glorianes	Glorianes-Filon-1	Gîte	As,Au.
1096-1-4007	618.300	34.300	580.00	Glorianes	Glorianes-Mas-Fouchas	Indice	As,Au.
1096-1-4008	616.700	34.600	620.00	Glorianes	Glorianes-Ramande	Indice	As,Au.
1096-1-4009	618.850	34.100	700.00	Glorianes	Glorianes-Mas-de-l'Alzine	Indice	As,Au.
1096-1-4010	617.900	33.300	900.00	Glorianes	Glorianes-Col-de-la-Croix-de-fer	Indice	As,Au.
1096-1-4011	618.000	32.300	820.00	Glorianes	Glorianes-Village	Indice	As,Au.
1096-1-4012	620.100	33.750	800.00	Boule-d'Amont	Glorianes-Serrabonne	Indice	As,Au.
1096-1-4013	617.850	34.450	865.00	Glorianes	Glorianes-Filon-2	Gîte	As,Au.
1096-1-4014	617.900	34.250	785.00	Glorianes	Glorianes-Filon-3	Gîte	As,Au.
1096-2-4001	626.700	33.650	450.00	Caixas	Caixas-Fontcouverte	Affleurement	Pb,Cu,Zn,Ba
1096-2-4002	628.400	35.700	400.00	Camélas	Camélas	Indice	Cu,Zn.
1096-2-4003	624.800	33.800	560.00	Caixas	Aspres-Saint-Pons	Indice	Au.
1096-3-4001	629.900	34.500	330.00	Castelnou	Mas-Paboly	Indice	Cu.
1096-3-4002	630.650	34.150	300.00	Castelnou	Mas-de-Coubris	Indice	Cu.
1096-3-4003	631.300	33.650	250.00	Castelnou	Mas-d'En-Jon	Indice	Cu.
1096-3-4004	633.600	34.900	150.00	Sainte-Colombe-de-la-Commanderie	Saint-Colombe	Indice	Mn.
1096-5-4001	614.800	29.300	800.00	Bailestavy	Mas-Morer (Mas-d'El-Rey)	Gîte	Fe,Ba,Zn,Pb
1096-5-4002	616.350	28.600	780.00	Bailestavy	Mas-d'En-Pascalou	Indice	W, Au.
1096-5-4003	616.900	28.150	840.00	Bailestavy	Rabolède (Ancienne Mine) - Rabouilledes	Gîte	Fe,Zn.
1096-5-4004	617.500	27.650	884.00	Bailestavy	Serre-de-Picherot (Valmanya)	Gîte	Ba,F,Zn,Pb.
1096-5-4005	617.750	27.200	870.00	Valmanya	Velmanya-NNE-Mas-Ponsy	Indice	Ba,Zn,Pb.
1096-5-4007	618.000	26.900	940.00	Valmanya	Velmanya-Ravin-de-Guillères	Indice	Ba,Zn,Pb.
1096-5-4008	618.300	26.600	950.00	La Bastide	Velmanya-Guillères-Est	Indice	Ba,Zn,Pb.
1096-5-4009	616.950	26.150	1000.00	Valmanya	Mas-des-Cabanats	Indice	Fe.
1096-5-4010	619.000	26.100	1000.00	La Bastide	Col-de-la-Palomère	Indice	Fe.
1096-5-4011	617.550	25.450	1240.00	Valmanya	Pla-de-Dalt	Indice	Fe.
1096-5-4012	617.300	24.650	1260.00	Valmanya	Rapaloum	Indice	Fe.
1096-5-4013	618.700	24.650	120.00	La Bastide	Les Manerots	Indice	Fe.
1096-5-4014	616.750	23.800	1480.00	Valmanya	Batère-La-Pinouse-Saint-Michel	Gîte	Fe.
1096-5-4015	618.500	23.800	1370.00	La Bastide	Est-Puig-de-l'Estelle	Indice	Fe.
1096-5-4016	617.000	22.900	1740.00	Corsavy	Gisement-de-Batère-Las-Indis	Gîte	Fe.
1096-5-4017	620.000	23.300	1300.00	Saint-Marsal	L'Argentière	Gîte	Fe.
1096-5-4018	616.150	28.700	730.00	Bailestavy	Route-Bailestavy-Valmanya	Affleurement	As.
1096-5-4019	619.000	25.100	1120.00	La Bastide	Casa-del-Rey	Indice	Zn.

Tabl. 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Céret, d'après la BSS

Classement national	X	Y	Z	Commune	Nom du gîte	Nature	Substances
1096-5-4020	617.000	22.700	1660.00	Corsavy	Batère-Roques-Nègre-Médian	Gîte	Fe.
1096-5-4021	617.100	22.450	1390.00	Corsavy	Batère-Roques-Nègre-Sud	Gîte	Fe.
1096-5-4022	617.050	22.800	1680.00	Corsavy	Batère-Roques-Nègre-Nord	Gîte	Fe.
1096-5-4023	617.300	22.350	1470.00	Corsavy	Batère-Aygues-Blanches	Gîte	Fe.
1096-5-4024	617.500	22.700	1560.00	Corsavy	Batère-El-Pou	Gîte	Fe.
1096-5-4025	617.400	22.060	1300.00	Corsavy	Batère-La-Founde-l'Ane	Gîte	Fe.
1096-5-4026	617.470	22.200	1280.00	Corsavy	Batère-Las-Coudeilles	Gîte	Fe.
1096-5-4027	617.600	23.500	1600.00	Corsavy	La-Doguère-Las-Canals	Indice	Fe.
1096-5-4028	615.300	29.000	780.00	Baillestavy	Roc-Blanc	Indice	Fe,Pb,Zn.
1096-6-4001	622.900	22.800	950.00	Taulis	Mandastre	Indice	Zn.
1096-6-4003	623.420	22.800	720.00	Montbolo	Montbolo-les-Bernèdes (Ravin-des-Bernèdes)	Indice	Zn,Pb.
1096-6-4004	623.500	24.600	640.00	Taulis	Croanques-Taulis-2	Indice	Fe.
1096-6-4005	623.200	24.650	550.00	Taulis	Taulis	Indice	W.
1096-6-4006	625.400	24.100	330.00	Montbolo	Mas-Coquinet	Indice	W,Zn.
1096-6-4007	625.700	23.500	380.00	Montbolo	Can-Carbonell	Indice	W,F,Fe.
1096-6-4008	626.100	23.000	470.00	Montbolo	Mas-Sabe	Affleurement	W,F
1096-6-4009	626.700	22.600	300.00	Reynes	Mas-Basses	Indice	F,W.
1096-6-4010	627.800	22.000	455.00	Reynes	Roca-Jalera	Affleurement	W,F,Zn.
1096-6-4011	627.000	21.700	510.00	Amélie-les-Bains-Palalda	Puig-de-Llunas	Affleurement	W.
1096-6-4012	627.700	25.450	520.00	Taillet	NE-Taillet	Affleurement	Cu.
1096-6-4013	628.550	25.100	400.00	Oms	Ravin-Julia	Affleurement	Cu,Fe.
1096-6-4014	629.150	24.800	330.00	Taillet	Taillet-Ravin-d'En-Blanc	Indice	Cu.
1096-6-4015	629.250	25.100	450.00	Oms	Mas-Massinass	Affleurement	Cu,Fe.
1096-6-4016	629.550	24.300	300.00	Taillet	Notre-Dame-de-Roure	Indice	Cu.
1096-6-4017	627.150	20.950	400.00	Amélie-les-Bains-Palalda	Palalda	Gîte	Fe.
1096-6-4018	629.150	28.450	450.00	Oms	Mas-Canne	Indice	Fe.
1096-6-4019	629.150	26.800	500.00	Oms	Can-Borello-La-Cassote	Indice	Sb
1096-6-4020	624.700	24.000	380.00	Montbolo	La-Balme	Indice	W,F,Fe.
1096-6-4021	623.500	26.000	600.00	Saint-Marsal	Saint-Marsal	Affleurement	Fe.
1096-6-4022	622.900	22.350	1070.00	Montbolo	Barbaste	Indice	Zn.
1096-6-4023	623.300	22.870	950.00	Montbolo	Ravin-de-Barbaste-2	Affleurement	Zn,Pb.
1096-6-4024	623.120	22.840	950.00	Montbolo	Ravin-de-Barbaste-3	Affleurement	Zn,Pb.
1096-6-4025	622.970	22.900	980.00	Montbolo	Ravin-de-Barbaste-4	Indice	Zn,Pb.
1096-6-4026	622.920	22.910	940.00	Montbolo	Ravin-de-Barbaste-4	Indice	Zn,Pb.
1096-7-4001	629.700	25.400	350.00	Oms	Ravin-de-Can-Peyre	Indice	Fe,Ni
1096-7-4002	630.000	24.300	255.00	Taillet	Mas-Massinette	Affleurement	Cu.
1096-7-4003	630.500	26.550	330.00	Oms	Oms-2-Ravins-Drouille-d'En-Llinassos	Indice	Cu,Zn,Ni
1096-7-4004	630.200	27.100	450.00	Oms	Bassote-Route-de-Céret	Indice	Cu.
1096-7-4005	630.700	27.250	470.00	Oms	Route-de-Céret-Oms-Est	Indice	Cu.
1096-7-4006	632.000	25.500	350.00	Oms	La-Guardia	Affleurement	Sb.

Tabl. 1 (suite) - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Céret, d'après la BSS

Classement national	X	Y	Z	Commune	Nom du gîte	Nature	Substances
1096-7-4007	634.100	26.600	250.00	Llauro	Vives-Llauro-Ravin-de-la-Calcina	Indice	Cu,Ni,Fe.
1096-7-4008	634.300	26.800	260.00	Llauro	Vives-Llauro-Pla-Del-Mane	Indice	Pb,Zn,Cu,Ba,Ni,Fe.
1096-7-4009	634.600	28.100	270.00	Tordères	Llauros-Fourques-Col-du-Saquer	Indice	Cu.
1096-7-4010	629.800	25.900	470.00	Opoul-Périllos	Fornas	Indice	As,Cu,Fe.
1096-7-4011	630.750	24.550	340.00	Opoul-Périllos	Mas-Bordes-Ravin-de-la-Caume	Indice	Zn.
1096-8-4001	640.900	22.800	200.00	Maureillas-las-Illas	Mas-Pachette	Gîte	F
1096-8-4002	641.700	23.600	220.00	Le Boulou	Les-Mouillères	Indice	F

**Tabl. 1 (fin) - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Céret, d'après la BSS**

BIBLIOGRAPHIE

- ABAD A. (1989) - El Cámbrico inferior de Terrades (Gerona). Estratigrafia, Facies y Paleontología. *Batalleria*, 2, p. 47-56.
- ABELANET J., BLAIZE Y., MARTZLUFF M. (1987) - Le paléolithique des Pyrénées-Orientales : état de la recherche et nouvelles données. *Bull. assoc. Archéol. Pyr.-Or.*, 4, p. 2-23.
- AGUILAR J.-P., CALVET M., MICHAUX J. (1986) - Description des rongeurs pliocènes de la faune du Mont-Hélène (Pyrénées-Orientales, France), nouveau jalon entre les faunes de Perpignan (Serrat d'en Vaquer) et de Sète. *Palaeovertebrata*, Montpellier, 16, p. 127-144.
- AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1984) - Le gisement à micromammifères du Mont-Hélène (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux ; implications stratigraphiques pour le Pliocène du Sud de la France. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, p. 19-31.
- AGUILAR J.-P., CALVET M., MICHAUX J. (1994) - Les rongeurs de Castelnou 6 (Pyrénées-Orientales, France) et les corrélations entre faunes ibériques et françaises au Miocène moyen. *N. Jb. Geol. Paläont, Ab.* 192, p. 109-131.
- AGUILAR J.-P., CALVET M., MICHAUX J. (1991b) - Présence de *Progonomys* (*Muridae*, *Rodentia*, *Mammalia*) dans une association de rongeurs de la fin du Miocène moyen (Castelnou 1b ; Pyrénées-Orientales, France). *Géobios*, 24, p. 503-508.
- AGUILAR J.-P., CALVET M., MICHAUX J. (1995) - Les rongeurs du gisement karstique miocène supérieur de Castelnou 1 (Pyrénées-Orientales, France). *Geobios*, 28(4), p. 501-510.
- AGUILAR J.-P., MICHAUX J., BACHELET B., CALVET M., FAILLAT J.-P. (1991a) - Les nouvelles faunes de rongeurs proches de la limite Mio-Pliocène en Roussillon, implications biostratigraphiques et biogéographiques. *Palaeovertebrata*, Montpellier, 20, p. 145-172.
- ÁLVARO J.-J., BAULUZ B., CLAUSEN S., DEVAERE L., GIL IMAZ A., MONCERET É., VIZCAÏNO D. (2014) - Stratigraphic review of the Cambrian - Lower Ordovician volcanosedimentary complexes from the northern Montagne noire, France. *Stratigraphy*, 11, p. 83-96.
- AMBERT P., CLAUZON G. (1993) - Morphogenèse éolienne en ambiance périglaciaire : les dépressions fermées du pourtour du golfe du Lion (France méditerranéenne). Actes 2<sup>o</sup> Géoforum international de géomorphologie, Francfort, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 84, Berlin, p. 55-71.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1977) - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde). *Coll. intern. CNRS*, Rennes, 243, p. 497-513.

- 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*. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 679-695.
- 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., 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. France*, (7), XII, p. 673-731.
- AUTRAN A., GUITARD G., KLIMEK E., CASTERAS M., CAVET P. (1968) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000)*, feuille Prades (257). BRGM, Orléans, 41 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.*, p. 198-203.
- 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.
- BANDET Y. (1975) - Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon nord occidental. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 56 p., annexes.
- 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.
- BARRÈRE P., CALVET M., COURBOULEIX S., GIL PEÑA I., MARTIN ALFAGEME S. (2009) - *In* : Courbouleix S., Barnolas A. (eds), *Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées au 1/400 000*. Édition BRGM et ITGM.
- BARRUOL G., GRANET M. (2002) - A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the western Mediterranean extension. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202, p. 31-47.
- BAUDELLOT S., CROUZEL F. (1974) - La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 110, p. 311-326.
- 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.



- 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 du congrès de Vernet-les-Bains*, Generalitat de Catalunya édit., p. 297-313.
- BERGER G.-M., FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., MARCHAL J.-P., VAUTRELLE C. (1993) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090)*. Orléans, BRGM, 119 p. Carte géologique par M. Fonteilles *et al.* (1993).
- BERTRAND L., MENGEL O. (1925) - Feuille « Prades », n° 257, de la *Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000* et notice explicative.
- BESSON D. (1998) - *Stage de cartographie géologique : Néogène et Quaternaire du bassin de Céret*. Rapport BRGM, Montpellier, 55 p., annexes.
- BILLA M. (1980) - Le gisement de fluorine du Boulou (Pyrénées-Orientales). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém.* 3, p. 324-327.
- BILOTTE M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, 5, 438 p.
- BIROT P. (1937) - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées-Orientales franco-espagnoles*. Baillière édit., Paris, 318 p.
- BLAIZE Y. (1989-1990) - Le peuplement paléolithique du Conflent. *Travaux de préhistoire catalane*, CEPC, VI, p. 7-16.
- BOURCART J. (1939) - Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 199, XL, p. 163-168.
- BOURCART J. (1947) - Étude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 218, XLV, 1945, p. 395-476.
- BOURROUILH R. (2008) - L'Aquitaine et les Pyrénées : formation et évolution. *In* : Canérot J., Colin J.-P., Platel J.-P., Bilotte M. (eds.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 55-80.
- 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*, IV, 1, p. 19-42.
- CALVET M. (1981) - Nappes alluviales et niveaux quaternaires du bas-Vallespir. Implications néotectoniques et paléoclimatiques. *Rev. géogr. Pyr. et S.O.*, 52, p. 125-159.
- CALVET M. (1986a) - Les terrasses alluviales de la Têt : étude granulométrique et pétrographique des galets. *Revue géogr. Pyr. et S.O.*, 57, p. 231-246.
- CALVET M. (1986b) - La stratigraphie du Néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques de bordure. Essai de mise au point. *Géol. France*, p. 205-220.
- CALVET M. (1996[1994]) - *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées-Orientales*. Thèse Doct. État., Docs. BRGM, 255, 3 t, 1177 p., 293 ph. h.t., cartes h.t.

- CALVET M. (1999) - Régime des contraintes et volumes de relief dans l'Est des Pyrénées. *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 3, 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., SERRAT P., LEMARTINEL B., MARICHAL R. (2002) - Les cours d'eau des Pyrénées-Orientales depuis 15 000 ans : état des connaissances et perspectives de recherches. In : Bravard J.-P., Magny M. *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnements des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Actes du colloque de Metz, 21-23 juin 2001, PEVS-SEDD-CNRS, Éditions Errance, p. 279-294.
- CALVET M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., HEZ G., BOURLES D., GUILLOU V., DELMAS M. (2015) - Groundwater karst as a proxy for measuring post-orogenic uplift: evidence from alluvium-filled-cave cosmogenic dating in the Pyrenees. *Geomorphology*, 246, p. 617-633.
- CANÉROT J. (2008) - *Les Pyrénées. Histoire géologique*. Atlantica - BRGM éditions, 516 p.
- CANÉROT J., LAUMONIER B., BAUDIN T. (2006) - Sur l'origine karstique et l'âge plio-quadernaire des accumulations bréchiqes dites « brèches marines et paléocènes » d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). *Eclogae geol. Helv.*, 99, p. 49-64.
- CAPUS G., EULRY M., LAGARDE J.-L. (1981) - Déformation hercynienne des minéralisations à sidérite, fluorine et sulfures du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales, France) : incidence sur l'âge et la genèse de ces minéralisations ; extension au massif des Albères. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 46-49.
- CAROZZA J.-M. (1998) - Évolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique : l'exemple des bassins d'alimentation du Roussillon. Approche morphotectonique. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse 2, 398 p.
- CAROZZA J.-M., BAIZE S. (2004) - L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène ? *C. R. Geoscience*, 336, p. 217-226.
- CAROZZA J.-M., DELCAILLAU B. (1999) - L'enregistrement géomorphologique de la tectonique quadernaire par les nappes alluviales : l'exemple du bassin de la Têt (Roussillon, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci., Terre Planètes*, 329, p. 735-740.
- CARRERAS J., DRUGUET E. (2013) - *Illustrated field guide to the geology of Cap de Creus*. Univ. Autònoma Barcelona Publs., 123 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., PALACIOS T. (2012) - First biostratigraphical constraints on the pre-Upper Ordovician sequences of the Pyrenees based on organic-walled microfossils. *C. R. Geoscience*, 344, p. 50-56.
- CASTERAS M., AURIOL L. (1958a) - Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale à l'Est et au Sud-Est du Canigou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 871-880.
- CASTERAS M., AURIOL L. (1958b) - Sur la constitution de la série crétacée du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. Bull. Soc. géol. France*, p. 272-274.
- CASTERAS M., AURIOL L. (1958c) - Sur la structure du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 247, p. 94-97.
- CASTERAS M., CAVET P., GUITARD G., OVTRACHT A., RAGUIN E. (1967) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000), feuille Quillan (1051)*. BRGM, Orléans, 16 p.
- 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.
- 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. France*, LV, 254, p. 305-518.
- CHEVALIER P. (1975) - Le gisement de sidérite de Batère (Pyrénées-Orientales, France). *Bull. BRGM*, (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.
- CHOUKROUNE P. (1992) - Tectonic evolution of the Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 20, p. 143-158
- CLAUZON G. (1990) - Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XVII, p. 125-155.
- CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1982) - Découverte de Rongeurs d'âge miocène supérieur dans le bassin tertiaire de Céret (Pyrénées-Orientales) : implications stratigraphiques, structurales et paléogéographiques. *Bull. BRGM*, (2), I, p. 285-293.

- CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1987) - Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ría méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304, série II, p. 585-590.
- CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J., SUC J.-P. (1985) - Implications stratigraphiques, géodynamiques et paléogéographiques du nouveau gisement de rongeurs de Vivès 2. *Hommage à Charles Depéret*, 24-26 octobre 1985, Perpignan, vol. résumés, 16.
- CLAUZON G., BERGER G., ALOÏSI J.-C., MARCHAL J.-P., MONACO A., GOT H., AUGRIS C., MICHAUX J., SUC J.-P., GADEL F., MARTIN-BUSCAIL R. (1989) - *Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Perpignan (1091)*. Orléans, BRGM, 40 p. Carte géologique par Berger G. *et al.* (1988).
- CLAUZON G., CRAVATTE J. (1985) - Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales) : apport à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, série II, p. 1351-1354.
- CLAUZON G., SUC J.-P., AGUILAR J.-P., AMBERT P., CAPETTA H., CRAVATTE J., DRIVALIARI A., DOMENECH R., DUBAR M., LEROY S., MARTINELL J., MICHAUX J., ROIRON P., RUBINO J.-L., SAVOYE B., VERNET J.-L. (1990) - Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French mediterranean region. *In: Iberian Neogene Basins, Paleontologia i Evolució*, Mem. Especial 2, Sabadell, p. 131-186.
- CLAUZON G., LE STRAT P., DUVAIL P., DO COUTO P., SUC J.-P., MOLLIEUX S., BACHE F., BESSON D., LINDSAY E.-H., OPDYKE N.-D., RUBINO J.-P., POPESCU S.-M., HAQ B.-U., GORINI C. (2015) - The Roussillon Basin (S. France): A case-study to distinguish local and regional events between 6 and 3 Ma. *Mar. Petrol. Geol.*, 66, p. 18-40.
- CLERC C., LAGABRIELLE Y. (2014) - Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation. Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, 33, p. 1340-1359.
- CLERC C., LAGABRIELLE Y., NEUMAIER M., REYNAUD J.-Y., DE SAINT BLANQUAT M. (2012) - Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lhertz peridotite body, French Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, 183, p. 443-459.
- COCHERIE A. (1984) - Interactions manteau-croûte : son rôle dans la genèse des associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Thèse Sci. Univ. Rennes I*, 246 p., Doc. BRGM, 90 (1985).
- 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.

- COHEN K.-M., FINNEY S.-C., GIBBARD P.-L., FAN J.-X. (2013; updated) - The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, p. 199-204.
- COLLINA-GIRARD J. (1975) - Les industries archaïques sur galets des terrasses quaternaires de la plaine du Roussillon. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Univ. Provence, 408 p.
- COLLINA-GIRARD J. (1976) - Les alluvions fluviales des fleuves côtiers dans le Roussillon. *In*: de Lumley H., coord., *La Préhistoire française*, CNRS édit., t. 1, p. 78-82.
- COMBES P.-J., PEYBERNÈS 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.
- COULOMB J.-J., POUIT G. (1989) - Inventaire et gîtologie des minéralisations à sulfures de métaux de base et or dans les Pyrénées-Orientales et ariégeoises. *Rap. BRGM 89 DAM 001 DEX*.
- CYGAN C., RAYMOND D. (1979) - Nouvelles données stratigraphiques sur le Dévonien des Aspres [nord-est du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales)]. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, (D), p. 35-38.
- DEBALS B. (1998) - Étude sédimentologique des formations quaternaires des bassins des fleuves côtiers du Roussillon (France) : vallées de la Têt et du Tech. *Thèse Doct.*, Univ. Perpignan, 2 t., 288 p.
- DEBALS B. (2000) - Mise au point sur la chronostratigraphie des dépôts alluviaux quaternaires de la plaine du Roussillon : exemple de la vallée de la Têt (France). *Quaternaire*, 11, p. 31-39.
- DEBON F., ENRIQUE P., AUTRAN A. (1996) - Magmatisme hercynien. *In* : Barnolas A., Chiron J.-C. (eds) *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 361-499.
- DEBROAS E.-J., AZAMBRE B. (2012) - Des brèches aux lherzolites. La mise en place des lherzolites dans les fosses du flysch albo-cénomaniens de la Ballongue et d'Aulus (Zone Nord-Pyrénéenne, Ariège). *Excursion AGSO*, 9-10 juin 2012, livret-guide, 120 p.
- DÉGARDIN J.-M. (1987) - Le Silurien des Pyrénées : biostratigraphie et paléogéographie. *Soc. géol. Nord, Pub.* n° 15, 525 p.
- DÉGARDIN J.-M. (coord.) (1996) - Ordovicien supérieur - Silurien. *In* : Barnolas A. & Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 211-234.
- DELCAILLAU B., CAROZZA J.-M., FONT M. (2004) - Le segment nord de la faille de la Têt (Pyrénées-Orientales) : fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. *Bull. Soc. géol. France*, 175, p. 257-272.
- DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., CALVET M., BOURLÈS D. (2008) - Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, p. 231-241.

- DELOULE E., ALEXANDROV P., CHEILLETZ A., LAUMONIER B., BARBEY P. (2002) - *In situ* U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci. (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. (1885a) - Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. *Ann. Sc. Géol.*, 17, p. 1-136.
- DEPÉRET C. (1885b) - Description des vertébrés fossiles du terrain pliocène du Roussillon. Thèse, Paris. *Ann. Sc. Géol.*, 17, p. 137-268.
- DEPÉRET C. (1912) - Sur le grès éocène de Moulas, près le Boulou (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. France*, p. 21-22.
- DEPÉRET C., LOUTREL G., MENGEL O. (1911) - Feuille « Céret », n° 258, de la Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 et notice explicative.
- DUVAIL C. (2008) - Expression des facteurs régionaux et locaux dans l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive. Exemple de la marge du Golfe du Lion étudiée selon un continuum terre-mer. Thèse Doct., Univ. Montpellier 2, 295 p.
- DUVAIL C., GORINI C., LOFI J., LE STRAT P., CLAUZON G., DOS REIS T. (2005) - Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracks below the Roussillon basin (Eastern Pyrenees, France). *Marine Petrol. Geol.*, 22, p. 747-756.
- DUVAIL C., LE STRAT P., avec la collaboration de ALABOUVETTE B., PERRIN J., SÉRANNE M. (2000) - *Évolution géodynamique du bassin du Roussillon : analyse des profils sismiques calibrés par les sondages profonds de Elné 1 et de Canet 1*. Rapport n° GTR/BRGM/1200-137, Montpellier, 23 p.
- DUVAIL C., LE STRAT P., avec la collaboration de GORINI C., LOFI J., CLAUZON G. (2002) - *Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quatérnaires au droit du Roussillon suivant un profil terre-mer*. Rapport BRGM/RP-51972-FR, 71 p.

- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168(6), p. 695-705.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *C. R. Geoscience*, 341, p. 202-213.
- 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. (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., 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.
- FRÉCHENGUES M., PEYBERNÈS B., LUCAS C., SOUQUET P. (1992) - Le Trias des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. *Strata*, (2), 17, 90 p.
- GALLART J., DIAZ J., NERCESSIAN A., MAUFFRET A., DOS REIS T. (2001) - The eastern end of the Pyrenees: seismic features at the transition to the NW Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 11, p. 2277-2280.
- GALVIER J. (1998) - Le gisement de fer de Batère, Pyrénées-Orientales, France. *Règne Minéral*, 24, p. 5-18.
- GAUDANT J. (1999) - Présence du genre Lates Cuvier et Valenciennes (Poissons téléostéens, Percoidei) dans les grès de Moulas, près du Boulou (Pyrénées-Orientales). *Géologie de la France*, 4, p. 67-75.
- GIBBONS W., MORENO T. (eds) (2002) - *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, 649 p.
- GIRET A. (1993-96) - *Roussillon, Pyrénées-Orientales : levé de 8 cartes au 1/25 000 concernant les « Formations alluviales et torrentielles quaternaires du Roussillon »*. Document inédit déposé au Laboratoire de préhistoire du Lazaret, Nice. Consultable sur <http://www.geographiephysique.com/spip.php?article>.
- GIRET A. (1996) - Étude des déformations quaternaires de la Têt par l'analyse morphométrique. *Quaternaire*, 6, p. 121-138.
- GORINI C., LOFI J., DUVAIL C., DOS REIS T., GUENNOG P., LE STRAT P., MAUFFRET A. (2005) - The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine Petrol. Geol.*, 22, p. 695-712.

- GOT H. (1967) - Contribution à l'étude sédimentologique des terrasses quaternaires du Roussillon. *Bull. Soc. géol. France*, (7), IX, p. 212-220.
- GOTTIS M. (1958) - L'apport des travaux de la Compagnie d'exploitation pétrolière (CEP) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 43, p. 739-747.
- GOUJOU J.-C., GUITARD G., BERBAIN C. (2000) - Le massif de Costabonne, 2 464 m (Pyrénées-Orientales). 3. Les gisements satellites de skarns autour des massifs du Canigou-Carança, Quérigut et des Albères. *Le Règne Minéral*, 32, p. 13-30.
- 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.
- GUITARD G. (1954) - Classification, position et âge des gîtes métallifères dans les Pyrénées-Orientales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 236, (D), p. 101-103.
- GUITARD G. (1958) - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 23-27.
- GUITARD G. (1963a) - Sur la présence de feldspaths à structure « rapakiwi » et à inclusions en zone dans les gneiss œillés du massif de Canigou-Carança (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 82-83.
- GUITARD G. (1963b) - Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss œillés du Canigou (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 130-132.
- GUITARD G. (1970[1965]) - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *Mém. BRGM*, 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>re</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., 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.
- GUITARD G., LAFFITTE P. (1956) - Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées-Orientales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258, (D), p. 2749-2752.
- 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.



- GUITARD G., RICOUR J. (1958) - La base de la série sédimentaire d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 868-870.
- GUITARD G., VIELZEUF D., MARTÍNEZ F. (coords.) (1996) - Métamorphisme hercynien. In : Barnolas A., Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 501-584.
- 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.
- 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.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., JEFFRIES T.-E., JOHNSTON S.-T., PASTOR-GALÁN D., MURPHY J.-B., FRANCO M.-P., GONZALO J.-C. (2011) - Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, 17 p.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., JOHNSTON S.-T., WEIL A.-B., PASTOR-GALÁN D., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J. (2012) - Buckling an orogen: The Cantabrian orocline. *GSA Today*, 22, p. 4-9.
- 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.
- JAMMES S., TIBERI C., MANATSCHAL G. (2010) - 3D architecture of a complex transcurrent rift system: The example of the Bay of Biscay-Western Pyrenees. *Tectonophysics*, 489, p. 210-226.
- JOLIVET L., FRIZON DE LAMOTTE D., MASCLE A., SÉRANNE 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*, *Geol. Soc.*, London, Spec. Pub., 156, p. 1-14.
- JOLY J.-L. (1982) - Géologie et géochimie du massif granitique de Millas (Pyr.-Or.) et des gisements de talc et chlorite associés. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Lyon I, 159 p.
- JUEZ LARRÉ J., ANDRIESSEN 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.
- KOTARBA J., CASTELLVI G., MAZIÈRE F. (2007) - Carte archéologique de la Gaule, les Pyrénées-Orientales 66, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, 712 p.

- LACOMBE O., JOLIVET L. (2005) - Structural and kinematic relationships between Corsica and Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003, doi: 10.1029/2004TC001673.
- LAFFONT D. (1971) - Le massif granitique de Quérigut-Millas entre Roquefort de Sault et Mosset. Pétrologie et structure. Thèse Spéc., Univ. Toulouse, 139 p.
- LAGABRIELLE Y., BODINIER J.-L. (2008) - Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20, p. 11-21.
- LAGABRIELLE Y., LABAUME P., DE SAINT BLANQUAT M. (2010) - Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29, TC4012, 26 p.
- LAGARDE J.-L. (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Application à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées-Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Rennes, 164 p.
- LAUMONIER B. (1987a) - Révision de la lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur des Aspres, à l'Est du massif du Canigou ; conséquences stratigraphiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 611-614.
- LAUMONIER B. (1987b) - 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*. Édition 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. (2008) - Les Pyrénées pré-hercyniennes et hercyniennes. In : Canérot J., Colin J.-P., Platel J.-P. et Bilotte M. (dir.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 23-35.
- 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/wp-content/uploads/2015/10/Laumonier-2015-Pyrénées-alpines-sud-orientales.pdf>

- 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., BARBEY P., DENÈLE 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/wp-content/uploads/2014/07/Laumonier-2014-Pyrenees-orientales-fini-carboniferes.pdf>
- LAUMONIER B., GEYSSANT J., GUITARD G. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2<sup>e</sup> partie : essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures. *Géol. France*, p. 127-147.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1978) - Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées-Orientales : le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche de Conflent. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, XX, p. 177-212.
- 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., 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.
- LESCUYER J.-L., COCHERIE A. (1992) - Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne Noire (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, p. 1071-1077.
- LECLERC J.-C. (2000) - Variations du champ de contrainte cénozoïque et déformations récentes du bassin du Roussillon. *Mém. DEA*, ENS Ulm, Univ. de Cergy-Pontoise et Paris-Sud, 42 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.
- LLAC F. (1968) - Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du Paléozoïque des Aspres, couverture est du massif du Canigou (PO). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris, 82 p.
- LLAC F. (1969a) - Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le massif des Aspres, couverture est du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris.*, (D), 258, p. 1872-1875.

- LLAC F. (1969b) - Étude tectonique de l'enveloppe paléozoïque à l'Est du Canigou : le massif des Aspres (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XI, p. 476-483.
- LLAC F., LETHIERS F., LARDEUX H. (1994) - Découverte de fossiles dévoniens dans la série attribuée au Paléozoïque inférieur des Pyrénées-Orientales (massif des Aspres). *Géol. France*, p. 57-60.
- LOFI J., RABINEAU M., GORINI C., BERNÉ S., CLAUZON G., DE CLARENS P., DOS REIS T., MOUNTAIN G.-S., RYAN W.-B.-F., STECKLER M.-S., FOUCHET C. (2003) - Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geol.*, 198, p. 289-317.
- LUCAS C., GISBERT-AGUILAR J. (coords.) (1996) - Carbonifère supérieur - Permien. In : Barnolas A. & Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 339-359.
- LUDWIG K.-R. (1999) - ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. *U.S. Geol. Survey Open-file Rept.* p. 1-42.
- MAGNÉ J. (1978) - *Études microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. Les bassins néogènes catalans*. Éditions du CNRS, Centre régional de public. Toulouse, 259 p., pl. h.t.
- MAJESTÉ-MENJOUÏAS C., RIOS L.-M. (coords.) (1996) - Dévonien - Carbonifère inférieur. In : Barnolas A. & Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 235-302.
- 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.
- MARGALEF A., CASAS J.-M., CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M. (2014) - Detrital zircons from the Pre-Silurian rocks of the Pyrenees: geochronological constraints and provenance. *Gondwana 15. North meets South*. Madrid, 14-18 July 2014, *Abstracts Book*, 103.
- MARTINELL J., DOMÈNECH R. (1990) - Malacofaune du Pliocène marin du Roussillon: taphonomie et paléocologie. *Paléobiologie continentale*, 17, p. 157-166.
- MARTÍNEZ F.-J., IRIONDO A., DIETCH 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-CATALÁN J.-R. (2012) - The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *Int. J. Earth Sci.*, 101, p. 1299-1314.
- MARTÍNEZ-GARCÍA E. (2013) - An Alleghanian orocline: the Asturian Arc, northwestern Spain. *Int. Geol. Rev.*, 55, p. 367-381.

- MARTZLUFF M. (2006) - Entre Pebble Culture, bifaces et érosion, le « Tautavélien » des terrasses quaternaires en Roussillon. *Archéo 66, Bull. assoc. Archéo. Pyr.-Or.*, 21, p. 89-112.
- MARTZLUFF M., LAUMONIER B., ALOISI J.-C., ISSAHKIAN É. (2009) - Le fil de la pierre au microscope : savoirs traditionnels et innovations techniques dans le débitage des roches monumentales des chaos granitiques de Cerdagne. *In : Gaborit J.-R., Tradition et innovation en histoire de l'art. Comité des travaux historiques et scientifiques, Éditions du CTHS*, p. 50-71.
- MASINI E., MANATSCHAL G., TUGEND J., MOHN G., FLAMENT J.-M. (2014) - The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Azarcq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *Int. J. Earth Sci.*, 103, p. 1569-1596.
- 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., DOS REIS A.-T., GORINI 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 p.
- MAUREL O., MONIÉ P., PIK R., ARNAUD R., BRUNEL M., JOLIVET M. (2008) - The Meso-Cenozoic thermotectonic evolution of the eastern Pyrenees: an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *Int. J. Earth Sci.*, 97, p. 565-584.
- MESSAOUDI H., DEBAT P., LELUBRE M. (1993) - Structure et mode de mise en place du complexe plutonique hercynien de Millas (Pyrénées-Orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II, p. 145-150.
- MICHAUX J. (1976) - Découverte d'une faune de petits mammifères dans le Pliocène continental de la vallée de la Canterrane (Roussillon) ; ses conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XVIII, p. 165-170.
- MONACO A. (1971) - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon. Thèse Doct., USTL Montpellier, 2 t., 285 p.
- MONACO A., THOMMERET J., THOMMERET Y. (1972) - L'âge des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (golfe du Lion). *C. R. Acad. Sci. Paris, (D)*, 274, p. 2280-2283.
- MOUTHEREAU F., FILLEAUDEAU P.-Y., VACHERAT A., PIK R., LACOMBE O., FELLIN M.-G., CASTELLTORT S., CHRISTOPHOUL F., MASINI E. (2014) - Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33, p. 2283-2314.

- MOYROUD B., SALPETEUR I. (1993) - Synthèse régionale des Pyrénées-Orientales. Rap. BRGM R 37780 DMM-93, 94 p.
- MUT G., KOTARBA J. (2007) - Les activités métallurgiques d'époque romaine dans les Pyrénées-Orientales. *Carte archéologique de la Gaule: les Pyrénées-Orientales (66)*. Fondation Maison des Sciences de l'Homme, Paris, p. 141-155.
- 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., 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.
- NEUBAUER F. (2014) - Gondwana-Land goes Europe. *Austrian J. Earth Sci.*, 107, p. 147-155.
- OELE E., SLUITER W.-J., PANNEKOEK A.-J. (1963) - Tertiary and Quaternary sedimentation in the Conflent. An intramontane rift-valley in the Eastern Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 28, p. 297-319.
- OLIVERA C., REDONDO E., LAMBERT J., RIERA MELIS A., ROCA A. (2006) - *Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya*, Generalitat de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya edit., 404 p.
- OLIVET J.-L. (1996) - La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20, p. 131-195.
- PANNEKOECK A.-J. (1935) - Évolution du bassin de la Têt pendant le Néogène. *Geogr. en Geol. Mad. Rijkuniv. Utrecht*, n° 10, 72 p., 1 carte.
- 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>e</sup> cycle, Univ. Paris 6, 158 p.
- PARDÉ M. (1941) - La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. *Revue géogr. Pyr. et S.O.*, XII, p. 237-279.
- 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.
- PHILIP H., BOUSQUET J.-C., ESCUER J., FLETA J., GOULA X., GRELLET B. (1992) - Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 314, p. 1239-1245.
- PIGETVIEUX G. (1981) - Étude géologique et métallogénique des Aspres (Pyrénées-Orientales). Thèse, Univ. Franche-Comté, 279 p., annexes.

- PIO LUCENTE F., MARGHERITI L., PIROMALLO C., BARRUOL G. (2006) - Seismic anisotropy reveals the long route of the slabthrough the western-central Mediterranean mantle. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 241, p. 517-529.
- POLIZZI S. (1990) - Les minéralisations sulfo-arséniées aurifères du massif des Aspres (Pyrénées-Orientales, France). Étude géologique et métallogénique. Thèse Doct., Univ. Toulouse.
- POUIT G., FORTUNÉ J.-P. (1980) - Métallogénie comparée des Pyrénées et du sud du Massif central. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 3, p. 381-439.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, p. 207-220.
- RABINEAU M., BERNÉ S., ASLANIAN D., OLIVET J.-L., JOSEPH P., GUILLOCHEAU F., BOURRILLET J.-F., LEDREZEN E., GRANGEON D. (2005) -Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Mar. Petrol. Geol.*, 22, p. 775-804.
- RAVIER J., THIÉBAUT J., CHENEVOY M. (1975) - Sur l'importance des événements calédoniens dans l'histoire de la chaîne pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, (D), p. 2521-2523.
- RAYMOND D. (1986) - Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises : l'exemple du Pays de Sault (Nord du granite de Quérigut, Aude et Ariège) et des régions voisines. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, p. 479-485.
- RAYMOND D., WEYANT M. (1982) - Individualisation de deux séries hétéropiques au sein du Dévonien et du Carbonifère inférieur de la zone axiale pyrénéenne entre les vallées de l'Aude et de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIV, p. 265-274.
- ROBERT J.-F. (1980) - Étude géologique et métallogénique du val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées catalanes. Thèse Doct., Univ. Franche-Comté, 294 p.
- ROMERO A. (1967) - Étude minéralogique des formations argileuses des bassins d'Amélie-les-Bains et de Coustouges-Lamanère (PO). *Bull. SFMC*, 90, p. 364-376.
- ROSENBAUM G., LISTER G.-S., DUBOZ C. (2002) - Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *J. Virtual Explorer*, 8, p. 107-126.
- 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.
- SAILLANT J.-P. (1982) - La faille de Mérens (Pyrénées-Orientales). Microstructures et mylonites. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris 7, 291 p.

- SALVAYRE H., SOLA C. (1975) - Observations sur la stratigraphie et la néotectonique du Pliocène de la vallée de la Canterrane (PO). *Bull. Soc. géol. France*, 17, p. 1121-1125.
- SALVAYRE H., SOLA C. (1982) - Conceptions modernes de la structure géologique du réservoir multistrates des nappes captives du Roussillon en rapport avec leur étude hydrodynamique. *Actes du 106<sup>e</sup> Congrès nat. soc. sav.*, Perpignan 1981, vol. Sciences, III, p. 195-234.
- SANZ-LÓPEZ J. (2002) - Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. ). *In: García-López S., Bastida F. (eds), Palaeozoic conodonts from northern Spain. Cuad. Museo Geominero*, 1, p. 367-389.
- SANZ-LÓPEZ J. (2004) - Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos. *En: Vera J.-A. (Ed.), Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, p. 250-254.
- SCHETTINO A., TURCO E. (2011) - Tectonic history of the western Tethys since Late Triassic. *GSA Bull.*, 123, p. 89-105.
- 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.
- SERVAIS T., SINTUBIN M. (2009) - Avalonia, Armorica, Perunica: terranes, microcontinents, microplates or palaeobiogeographical provinces? *In: Bassett M.-G. (ed.), Early Palaeozoic Peri-Gondana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography, Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 325, p. 103-115.
- SERVANT J. (1970) - Carte pédologique de la France au 1/100 000, feuille Argelès-sur-Mer – Perpignan, notice explicative, INRA, 114 p.
- SOLIVA J. (1992) - Les déformations ductiles dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales : la convergence varisque, la mise en place des granites tardi-hercyniens, la convergence pyrénéenne. Thèse Doct., Univ. Montpellier II, 186 p.
- 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., PISTRE S., ARTHAUD F., BRUNEL M., MALUSKI H. (1993) - Alpine reactivation of late-Variscan shear zones in Eastern Pyrenees: <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar mineral dating of Millas and St-Laurent granitoids. *Terra Nova*, 5, p. 395-396.
- SOURIAU A., PAUCHET H. (1998) - A new synthesis of the Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290, p. 221-224.
- 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.



- SOUTADÉ G. (1993) - *Les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales*, Conseil général, direction des Archives départementales édit., Perpignan, 351 p.
- 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. Sc. Lett.*, 196, p. 17-33.
- STAMPFLI G.-M., HOCHARD C. (2009) - Plate tectonics of the Alpine realm. *Geol. Soc. London, Spec. Publs.*, 327(1), p. 89-111.
- STAMPFLI G.-M., HOCHARD C., VÉRARD C., WILHEM C., VOL RAUMER J. (2013) - The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, p. 1-19.
- SUC J.-P. (1976) - Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène du Roussillon. *Géobios*, 9, p. 741-771.
- SUC J.-P. (1980) - Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon (Sud de la France) et de la Catalogne (Nord-Est de l'Espagne). Thèse Doct., Univ. Sci. Tech. Languedoc, 2 t., 198 p.
- TUGEND J., MANATSCHAL G., KUSZNIR N.-J., MASINI É., MOHN G., THINON I. (2014) - Formation and deformation of hyperextended rift systems: insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay - Pyrenees. *Tectonics*, 33, p. 1239-1276.
- VANDERHAEGE O., GRABKOWIAK A. (2014) - Tectonic accretion and recycling of the continental lithosphere during the Alpine orogeny along the Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. France*, 185, p. 143-155.
- VAUCHEZ A., CLERC C., BESTANI L., LAGABRIELLE Y., CHAUVET A., LAHFID A., MAINPRICE D. (2013) - Pre-orogenic of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees - France). *Tectonics*, 32, p. 1-12.
- VERGÉS J., FERNÁNDEZ M., MARTÍNEZ A. (2002) - The Pyrenean orogen: pre-, syn- and post-collisional evolution. *J. Virtual. Explorer*, 8, p. 57-76.
- 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. metam. Geol.*, 25, p. 321-347.
- VISSERS R.-L.-M., MEIJER P.-T. (2012a) - Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Sci. Rev.*, 110, p. 93-110.
- VISSERS R.-L.-M., MEIJER P.-T. (2012b) - Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees *Earth-Sci. Rev.*, 114, p. 61-83.

- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C.-J. (1971) - Datation  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées-Orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273, (D), p. 2411-2413.
- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C. (1975) -  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, p. 205-212.
- 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.
- WEIL A., GUTIÉRREZ-ALONSO G., CONAN J. (2010) - New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *J. Geol. Soc., London*, 167, p. 127-143.

## ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE

### *VOLCANISME HERCYNIEN*

#### **Rhyodacite (« Porphyrite ») de l'Ordovicien supérieur (Cocherie, 2007, rapport BRGM, inédit)**

Méthode : U-Pb *in situ* sur monozircons par couplage laser-ICPMS-MC, BRGM, Orléans, utilisant le géostandard 91500 de l'Ontario, Canada ( $1065 \pm 1$  Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995). Les calculs d'âges sont effectués à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à  $2\sigma$  ; les analyses sont données à  $\pm 2\sigma$  dans les figures mais à  $1\sigma$  dans le tableau.

Échantillon 1089 : rhyodacite (orthogneiss rhyodacitique). Les zircons sont nombreux, limpides et automorphes (fig. 1), mais hétérogènes de taille (100-300  $\mu\text{m}$ ) et de morphologie ; les grains de type Q1, S1 à S11 (Pupin, 1980) sont abondants et correspondent à des conditions de cristallisation en contexte d'anatexie crustale. Environ 80 grains ont été montés en section polie.

Les 16 analyses obtenues (tabl. 1) donnent des âges très homogènes comme on peut le vérifier dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 2). Un des grains (7.1) parfaitement concordant est hérité ( $615 \pm 8$  Ma) ; deux autres montrent une perte de plomb radiogénique (8.1 et 10.2). Les analyses restantes sont très proches de la Concordia ou se distribuent sur une droite de mélange entre la composition du Pb commun à l'Ordovicien et l'âge recherché sur la Concordia. Cet âge donné par l'intercepte est très bien défini à  $450 \pm 4$  Ma ( $2\sigma$ ) ; le MSWD (2.3) est tout à fait satisfaisant.

Conclusion : l'âge de  **$450 \pm 4$  Ma** peut être considéré comme celui de la mise en place du protolite rhyodacitique ; à noter la présence d'un grain hérité à  $615 \pm 8$  Ma.

### *PLUTONISME HERCYNIEN*

#### **Diorite quartzique de Saint-Jean-de-l'Albère (Guerrot, 2001, rapport BRGM, inédit)**

Méthode : analyse par spectrométrie de masse de lots de zircons. Les calculs d'âges sont effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à  $2\sigma$ .

Échantillon : diorite quartzique, en réalité une tonalite entourant le gabbro du Mas Claret, prélevé sur la piste au Sud du mas, à la limite des feuilles Céret et Argelès-Cerbère. Les zircons sont roses, limpides, mais à grosses inclusions

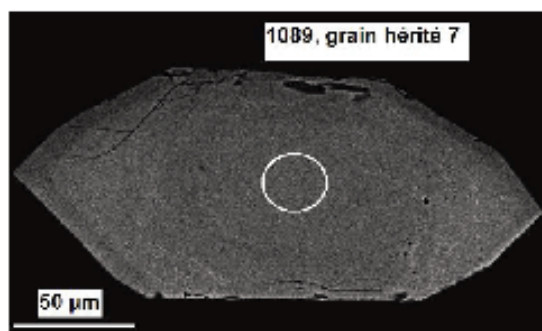
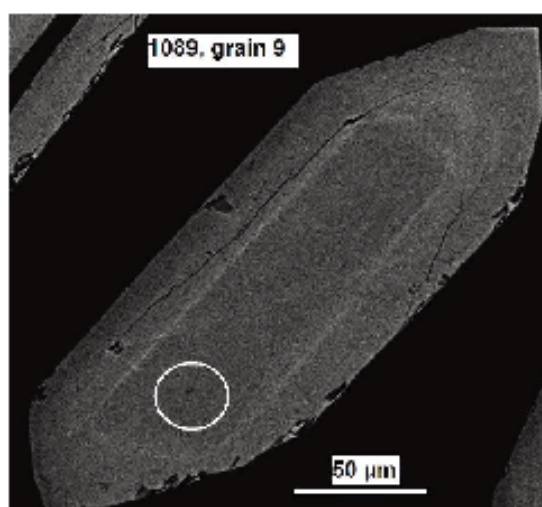
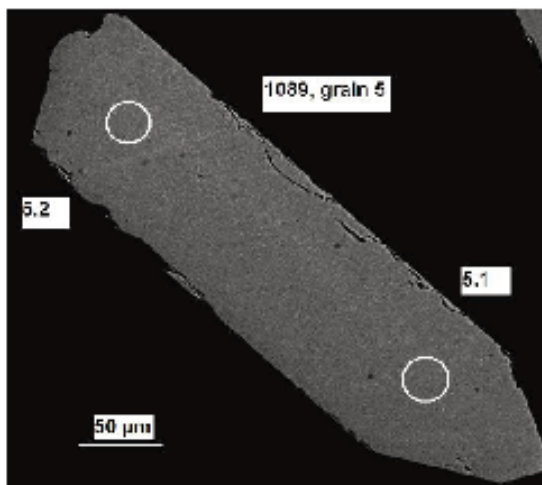


Fig. 1 - Trois grains de zircons de la rhyodacite (orthogneiss rhyodacitique 1089) : grain 5 ( $449 \pm 8$  et  $444 \pm 6$  Ma), grain 8 ( $462 \pm 8$  Ma) et grain 7 hérité ( $615 \pm 8$  Ma)

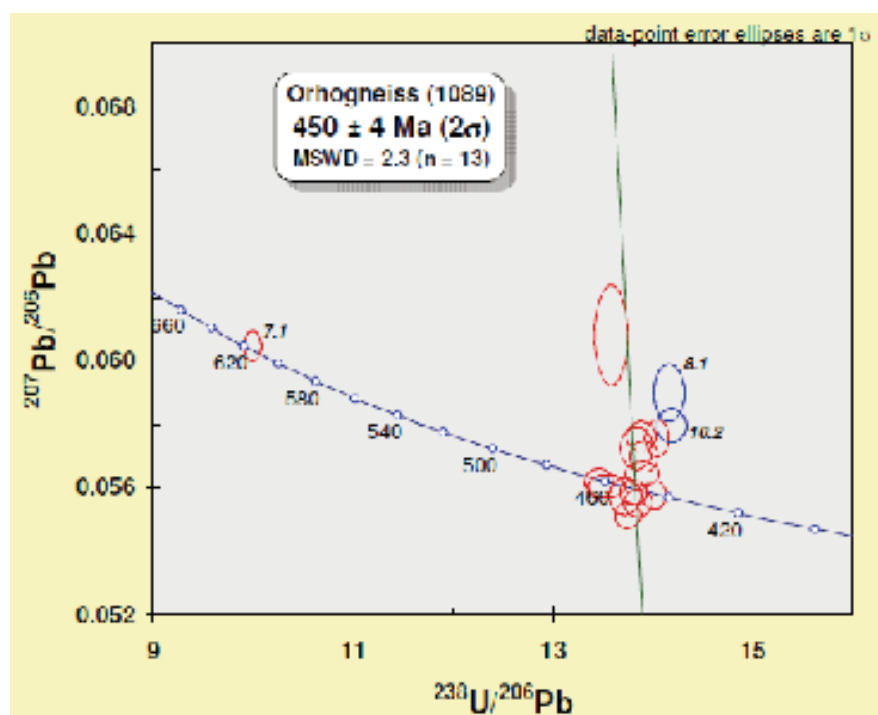


Fig. 2 - Représentation des analyses dans le diagramme de Tera et Wasserburg

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>232</sup> Pb/ <sup>205</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>205</sup> Pb	f <sub>232</sub> %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>235</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>238</sup> U	<sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb		
<i>Orthogneiss métarhyolitique (1089)</i>														
1.1	210	117	0.47	18	4.943	-	13.538	0.149	0.05804	0.00031	0.3739	0.0008	459	5
2.1	167	109	0.58	12	-	-	13.745	0.106	0.05512	0.00032	0.3726	0.0008	453	3
3.1	127	51	0.40	8	-	0.162	13.836	0.132	0.05724	0.00034	0.3722	0.0007	449	4
4.1	130	84	0.49	9	-	-	13.719	0.132	0.05573	0.00040	0.3729	0.0007	454	4
5.1	189	110	0.55	12	-	-	13.649	0.119	0.05551	0.00034	0.3722	0.0008	449	4
5.2	254	133	0.52	16	3.467	-	14.013	0.100	0.05576	0.00037	0.3714	0.0005	444	3
6.1	306	57	0.19	19	-	-	13.803	0.110	0.05584	0.00032	0.3734	0.0008	451	3
7.1	366	378	1.24	26	34.004	0.079	9.991	0.069	0.06046	0.00039	0.3707	0.0007	475	4
8.1	189	79	0.42	17	26.896	0.407	74.763	0.126	0.05999	0.00074	0.3707	0.0006	429	4
9.1	120	57	0.47	8	-	-	13.458	0.115	0.05614	0.00038	0.3748	0.0008	462	4
10.1	138	86	0.44	12	11.114	0.219	14.043	0.099	0.05756	0.00047	0.3711	0.0005	442	3
10.2	150	50	0.33	9	-	0.267	74.795	0.121	0.05796	0.00043	0.3707	0.0006	429	4
11.1	688	284	0.63	33	5.406	0.136	13.909	0.116	0.05698	0.00030	0.3718	0.0006	447	4
11.2	172	60	0.35	11	1.413	0.579	13.581	0.137	0.06080	0.00128	0.3732	0.0007	465	4
12.1	166	66	0.40	10	15.010	0.210	13.883	0.118	0.05781	0.00037	0.3719	0.0006	447	4
13.1	228	37	0.16	14	3.188	0.095	13.802	0.141	0.05944	0.00030	0.3715	0.0007	448	4

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3. f<sub>232</sub> % correspond au pourcentage de <sup>232</sup>Pb issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun résiduelle à l'aide des rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>235</sup>U/<sup>206</sup>Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développée par Williams (1990).

Tabl. 1 - Analyses U-Pb des zircons de la rhyodacite (orthogneiss rhyodacitique)

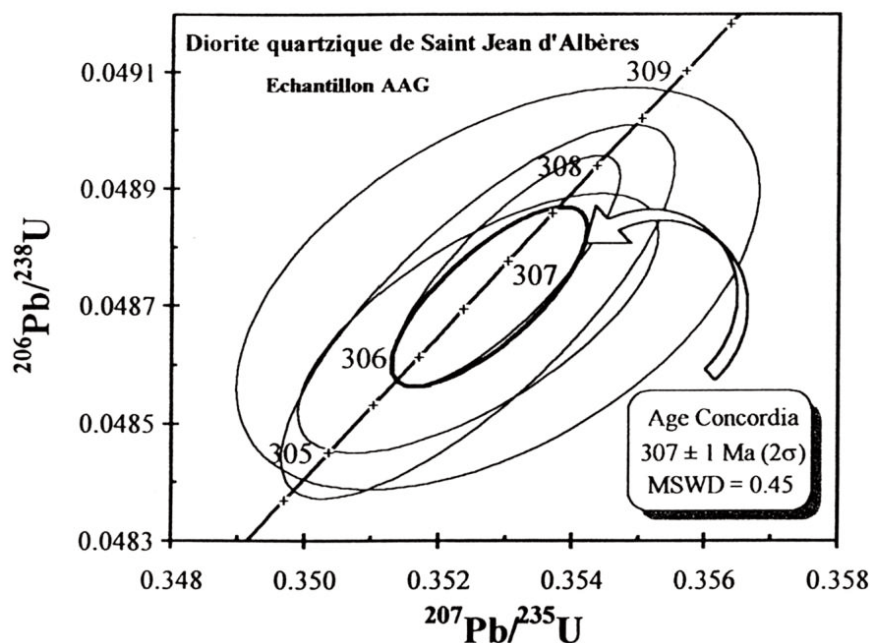


Fig. 3 - Diagramme Concordia des zircons de la diorite quartzique de Saint-Jean-de-l'Albère

Echantillon	Concentrations				Rapports isotopiques				AGE			
	#	Min	pds. (µg)	Pb rad com (ppm)	Pb 206/204 [2]	Pb 208/206 [3]	Pb/U 206/238 [4]	Pb/U 207/235 [4]	Pb 207/206 [4]	Pb 207/206 (Ma)		
1	3zr	nm	31	159	8.0	28	544	0.149	0.04869±26	0.3526±24	0.05252±22	308.3
2	4zr	nm	25	172	8.6	23	574	0.146	0.04867±18	0.3526±22	0.05254±24	308.9
3	4zr	nm	26	200	10.0	24	678	0.134	0.04873±28	0.3529±32	0.05253±42	308.6
4	3zr	nm	48	195	9.6	24	1166	0.121	0.04876±16	0.3530±14	0.05251±12	307.6

NOTES:

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon, nm : non magnétique à 0°

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tabl. 2 - Analyses des zircons de la diorite quartzique de Saint-Jean-de-l'Albère

opaques fréquentes. La typologie de ces zircons (Pupin, 1980) correspond au domaine des granites d'origine calco-alcaline.

Quatre fractions de 3 à 4 cristaux parmi les non magnétiques ont été analysés (tabl. 2). Les résultats sont reportés sur un diagramme Concordia classique, les points sont très concordants, sans trace d'héritage (fig. 3).

Conclusion : l'âge concordant de **307 ± 1 Ma** est considéré comme celui de la cristallisation de la diorite quartzique de Saint-Jean.

## AUTEURS

La rédaction de la notice a été coordonnée par B. Laumonier et P. Barbey, la part revenant aux différents auteurs se répartissant comme suit :

Introduction : B. Laumonier.

Description des terrains anciens (préhercyniens et hercyniens) :

- série préhercynienne : B. Laumonier et M. Wiazemsky ;
- série hercynienne : B. Laumonier et F. Llac ;
- magmatisme préhercynien : P. Barbey ;
- plutonisme hercynien : P. Barbey et A. Autran.

Description des terrains récents :

- Mésozoïque : B. Laumonier et T. Baudin ;
- Oligocène à Quaternaire : M. Calvet.

Évolutions géologiques et Synthèse géodynamique régionale :

- pré-Hercynien, Hercynien et Alpin : B. Laumonier ;
- post-Alpin (Oligocène-Quaternaire) : M. Calvet.

Ressources minérales et métallogénie : C. Marignac, M. Wiazemsky et B. Laumonier.

Géologie de l'environnement :

- sismicité historique et aléa sismique : J. Lambert et M. Calvet ;
- autres aléas : M. Calvet ;
- hydrogéologie : J.-L. Lenoble.

Géochronologie : P. Barbey et B. Laumonier.

Remerciements :

À D. Marquer, pour sa relecture attentive de la maquette de la carte et d'une première version de la notice.

### ERRATA

Malgré le soin apporté à la réalisation de la carte géologique, quelques erreurs de contour ou de couleur persistent, les plus importantes étant listées ci-après :

– À l'Ouest et au Sud-Ouest de Baillestavy, en limite de la carte Prades, le figuré « zone à andalousite-cordiérite ± staurotide » et l'isograde correspondant ont été omis :

- entre le Mas Boulet et les Gneiss de la Coume ;
- au toit des leucogneiss  $\sigma_5^{\gamma^{1-2}}$ , du Cortal de Rastilla au p.c. 682.

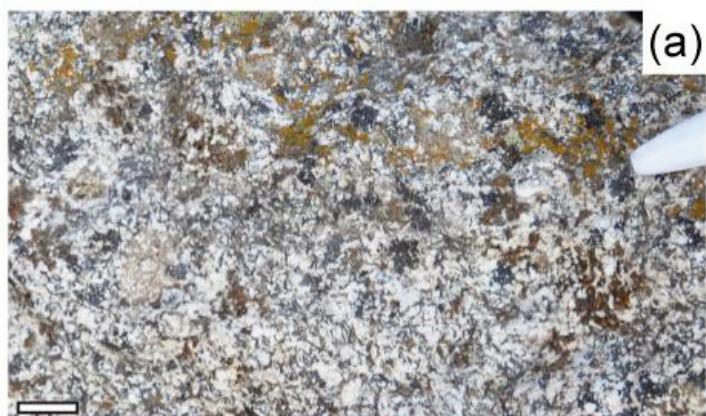
– L'Ordovicien supérieur et la discordance sarde de la colline du pc 343, 700 m à l'Ouest du Mas d'En ravirou sont mieux représentés sur la fig. 6, voir cette figure.

– L'indice à Sb du Mas de la Guardia (7-4006), entre Llauro et Vivès, à l'Ouest de la D615 est mal localisé sur la carte : il est en réalité, non pas à 300 m au SW du pc 355, mais à égale distance des pc 293 et 355.

– Dans l'angle sud-est de la carte (secteur du Mas Anglade – Mas Tranchet), l'encaissant des diorites de Saint-Jean-de-l'Albère (par ailleurs indiquées  $\eta d$  au lieu de  $\eta q$ ) est noté bC2-3, alors qu'il s'agit plus probablement de bCB (Formation de Cabrils) ; voir carte et notice Argelès-sur-Mer – Cerbère.

Par ailleurs, il eut été souhaitable, dans la légende, que les terrains quaternaires soient présentés (de haut en bas) des plus jeunes (formations de versant) aux plus anciens (dépôts fluviaux).



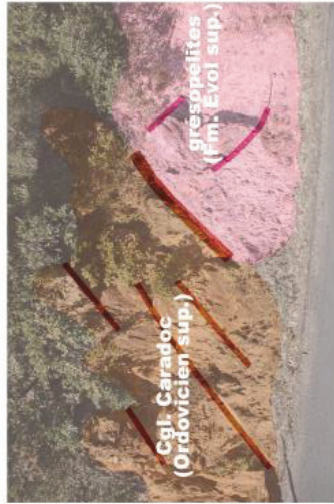
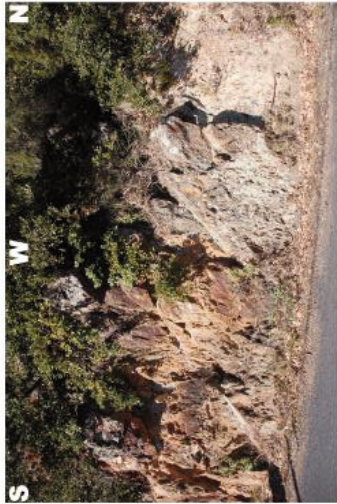


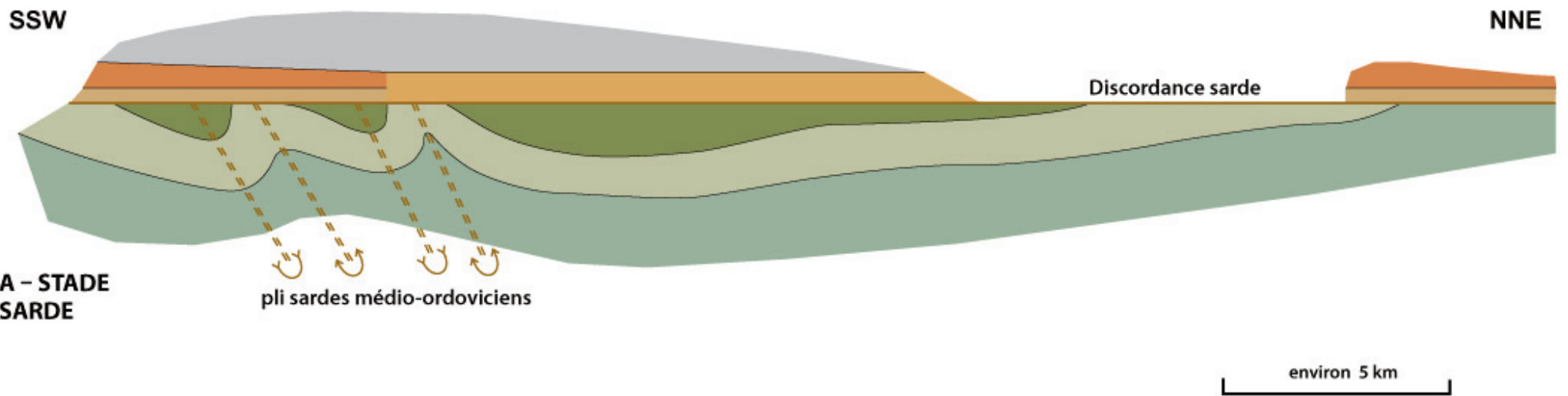
**Planche 1** – Quelques illustrations de roches magmatiques : (a) et (b) ferrodiorites ( $\theta\eta^f$ ) caractérisées par la présence de porphyroblastes centimétriques de biotite ou d'amphibole (versant au NW de la Tour de Batère) ; (c) ferrodiorite ( $\theta\eta^f$ ) contenant des porphyroblastes centimétriques de grenat (piste reliant la Tour de Batère au col Palomère, lieu-dit les Manerots). Barre d'échelle : 1 cm.



**Planche 1 (suite)** – Quelques illustrations de roches magmatiques : (d) Ferrogabbro à gros grain associé aux ferrodiorites (piste reliant la Tour de Batère au col Palomère, lieu-dit les Manerots) ; (e) diorite ( $\theta\eta$ ) à biotite-hornblende en sill dans les orthogneiss (D43 au SW de la Ferme de la Casette) ; (f) microgranite porphyrique ( $p^M\gamma^3$ ) en filon dans l'unité des ferrogabbro-diorites (piste reliant la Tour de Batère au col Palomère, lieu-dit les Manerots). Barre d'échelle : 1 cm.

**Planche 2 – Discordance « sarde » de l'Ordovicien supérieur (Conglomérat du Caradoc) sur les grésopélites de la Fm. d'Alins, 500 m à l'W du Veinat d'en Llense, sous le Puig d'Estève, sur la piste qui contourne le puig par l'Est (42° 35' 18 » N, 02° 39' 55 » E, 495 m). L'Ordovicien supérieur est ici à fort pendage S. La Formation d'Alins a été verticalisée par plissement (« plissement sarde ») à l'Ordovicien moyen, avant érosion et dépôt de l'Ordovicien supérieur, puis l'ensemble a été plissé/basculé lors des déformations hercyniennes tardives, au Carbonifère supérieur...**

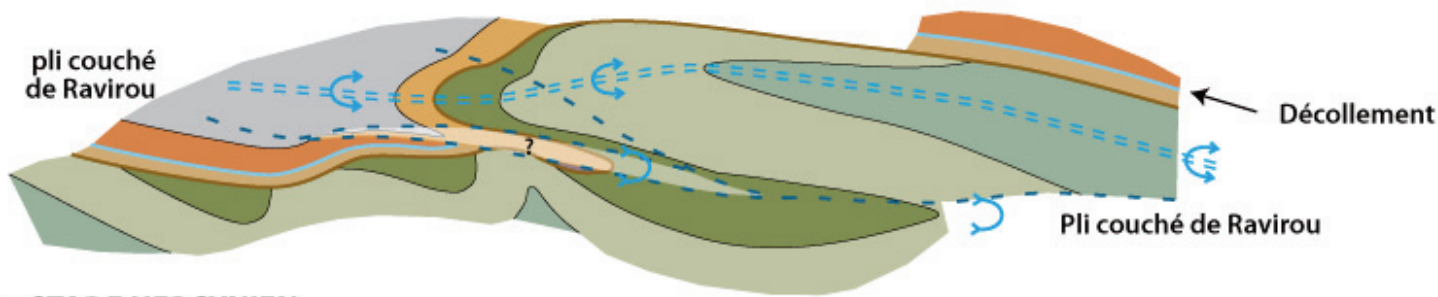




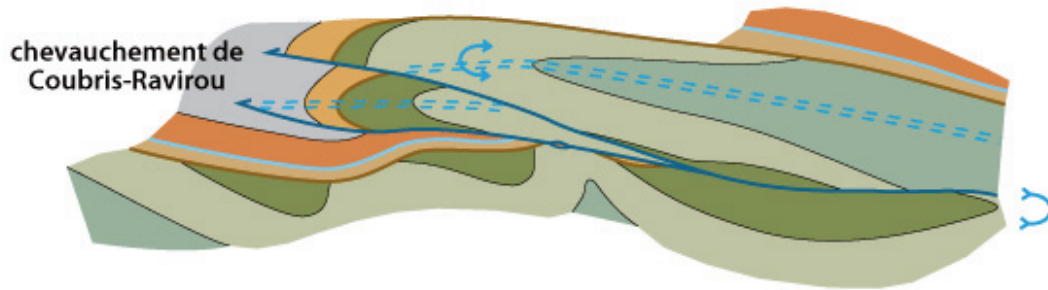
**A - STADE SARDE**

pli sardes médio-ordoviciens

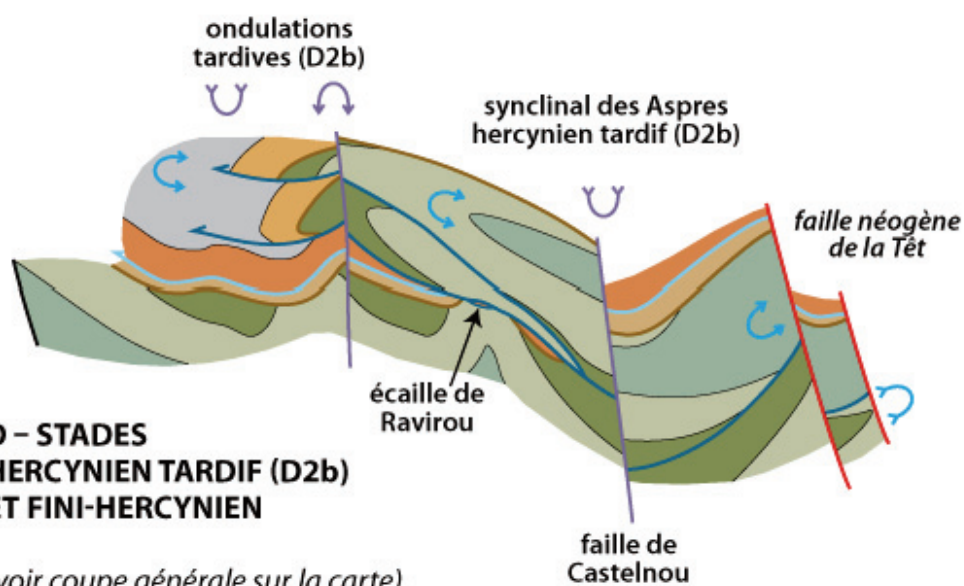
environ 5 km



**B - STADE HERCYNIE TRÈS PRÉCOCE (D1a)**



**C - STADE HERCYNIE PRÉCOCE (D1c)**



**D - STADES HERCYNIE TARDIF (D2b) ET FINI-HERCYNIE**

(voir coupe générale sur la carte)

- |                      |  |  |
|----------------------|--|--|
| série hercynienne    |  | Culm (Namurien <i>s.l.</i> )                 |
|                      |  | Ordovicien supérieur à Carbonifère inférieur |
|                      |  | Siluro-Dévonien et Carbonifère inférieur     |
|                      |  | Ordovicien supérieur                         |
| série préhercynienne |  | Fm. de Jujols                                |
|                      |  | Fm. d'Alins (Fm. d'Évol sup.)                |
|                      |  | Fm. d'Alós d'Isil (Fm. d'Évol sup.)          |

**Planche 3 - Dépliage du pli couché de Raviro.** On a figuré l'allure initiale du pli couché (stade B) et son évolution par chevauchement (stade C), ainsi que (stade D) sa déformation par formation du synclinal des Aspres (pli droit tardihercynien D2b) et par la faille, probablement finihercynienne, de Castelnou. Est également représentée (stade A) l'allure des plis sardes (plis plurihécptométriques en genou déversés au SSW).