

CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000

MONT-LOUIS

par

B. LAUMONIER, M. CALVET, M. DELMAS, P. BARBEY,
J.-L. LENOBLE, A. AUTRAN

Avec la collaboration de :
P. OLIVIER, P. ROSSI



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MONT-LOUIS À 1/50 000**

par

**B. LAUMONIER, M. CALVET, M. DELMAS, P. BARBEY,
J.-L. LENOBLE, A. AUTRAN**

**avec la collaboration de
P. OLIVIER, P. ROSSI**

2017

HOMMAGE

Le socle hercynien de la feuille Mont-Louis a été cartographié en grand détail par Albert Autran au fil des années, jusqu'à la publication de la carte en 2005. Ensuite, la dégradation de son état de santé l'a empêché d'écrire la partie correspondante de la notice, qui est ainsi restée en souffrance. Ce travail a été effectué dans les années 2010 par Bernard Laumonier, avec la collaboration de Pierre Barbey et le soutien de Philippe Rossi, et avec comme motivation principale de ne pas laisser la feuille Mont-Louis inachevée. Que le lecteur voit dans ce travail un hommage à l'un des grands géologues pyrénéens...

B. Laumonier, P. Barbey et P. Rossi

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

pour la carte : AUTRAN A., CALVET M., DELMAS M. (2005) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-Louis (1094). Orléans : BRGM. Notice explicative par Laumonier B., Calvet M., Delmas M., Barbey P., Lenoble J.-L., Autran A. (2017), 139 p.

pour la notice : LAUMONIER B., CALVET M., DELMAS M., BARBEY P., LENOBLE J.-L., AUTRAN A. (2017). – Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-Louis (1094). Orléans : BRGM, 139 p., 3 pl. ht. Carte géologique par Autran A., Calvet M., Delmas M. (2005).

© BRGM, 2017. 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 : 978-2-7159-2094-1

SOMMAIRE

INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	8
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
Travaux antérieurs	11
Cartographie	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	16
<i>FORMATIONS (VOLCANO)SÉDIMENTAIRES PRÉHERCYNiennes (FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES AZOÏQUES)</i>	17
Introduction	17
Groupe de Canaveilles	20
Groupe de Jujols	23
Âge de la série préhercynienne	27
Géochimie de la série préhercynienne	30
<i>GRANITOÏDES DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR</i>	32
Description	34
Âge du plutonisme ordovicien	36
Géochimie du plutonisme ordovicien	36
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES HERCYNiennes (FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR)</i>	37
<i>ROCHES MAGMATIQUES DES PLUTONS DE MONT-LOUIS-ANDORRE ET DE QUÉRIGUT</i>	38
Généralités	38
Intrusions des laccolites et filons initiaux (unité 1) dans les gneiss de Fontpédrouse et des Bouillouses (Mont-Louis)	40
Intrusions de l'unité 2 : granodiorite de Mont-Louis, tonalite orientale et unité externe du Quérigut	41
Intrusions de l'unité 3 : monzogranite occidental de Mont-Louis (Carol) et unité interne du Quérigut	42
Intrusions tardives	43
Âge des granitoïdes hercyniens	44

Géochimie des granitoïdes hercyniens	46
<i>MAGMATISME PERMIEN</i>	49
<i>ROCHES HYDROTHERMALES</i>	49
<i>FORMATIONS CONTINENTALES DU NÉOGÈNE</i>	49
Formations fluviolacustres du remplissage des fossés d'effondrement néogènes	49
Formations d'altérations antéglaciaires et alluvions résiduelles	50
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	51
Pléistocène moyen et inférieur	52
Pléistocène supérieur	55
Holocène à Actuel	62
ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES	63
<i>INTRODUCTION</i>	63
<i>ÉVOLUTION PRÉHERCYNIE</i>	65
Édiacarien - Cambrien s.l.	65
Tectonique et plutonisme ordoviciens	66
<i>ÉVOLUTION HERCYNIE</i>	67
Tectonique hercynienne (Namurien à Stéphanien s.l.) : généralités	67
Les déformations hercyniennes précoces (D1-D1')	69
Les déformations hercyniennes tardives (D2-D3) : introduction	73
Les déformations tardives (D2) en dehors des plutons	74
Déformations tardives (D2), structure et mise en place des plutons	78
Déformations mylonitiques (D3) et failles tardihercyniennes	87
Synthèse sur les déformations tardives D2-D3	89
Les métamorphismes hercyniens	90
Conclusion : un plutonométamorphisme syn-D2, anté-D3	92
Évolution finihercynienne (Stéphanien-Autunien)	92
<i>ÉVOLUTION ALPINE</i>	93
<i>ÉVOLUTION POST-ALPINE (OLIGOCÈNE À QUATERNAIRE)</i>	95
La tectonique postalpine néogène : les grandes structures	95
Les surfaces d'aplanissement culminantes	95

Les dislocations du Néogène supérieur et l'édification des reliefs actuels	97
L'impact des crises climatiques quaternaires	101
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	107
<i>LA GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIIENNE</i>	107
<i>LE CYCLE HERCYNIIEN</i>	108
<i>LE CYCLE ALPIN</i>	109
RESSOURCES MINÉRALES	110
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	110
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	111
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	111
<i>CLIMAT ET VÉGÉTATION</i>	111
Climat	111
Végétation	112
<i>RISQUES NATURELS</i>	113
Sismicité historique et risque sismique	113
Autres aléas	114
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	115
Eaux souterraines	115
Eaux thermominérales	118
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	120
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	120
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	120
AUTEURS	138

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Mont-Louis	9
Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises anciennes (1/80 000) et des cartes récentes à 1/50 000 françaises et espagnoles	15
Fig. 3 - Canevas lithostratigraphique des terrains préhercyniens de l'Est des Pyrénées	19
Fig. 4 - Corrélations entre les terrains préhercyniens des Pyrénées orientales et de la Montagne Noire	29
Fig. 5 - Diagramme chimico minéralogique K_2O MgO Na_2O pour les schistes de Canaveilles, Jujols et Puyvalador	33
Fig. 6 - Diagrammes K_2O SiO_2 , $ACNK$ ANK et $(Na_2O+K_2O$ $CaO)$ SiO_2 pour le massif de Mont-Louis - Andorra	47
Fig. 7 - Diagramme FeO_{tot}/MgO CaO pour les enclaves microgrenues mafiques et les filons mafiques tardifs	48
Fig. 8 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme	70
Fig. 9 - Le pluton de Mont Louis–Andorre : découpage	80
Fig. 10 - Emprise spatiale des paléoenlacements pléistocènes	106

LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE

Pl. 1 - Extension du Quaternaire et du Néogène à 1/130 000 (feuille Mont-Louis et Nord de la feuille Saillagouse)
Pl. 2 - Schéma structural à 1/250 000 de la feuille Mont-Louis.
Pl. 3 - Trois coupes structurales schématisques à 1/200 000

AVERTISSEMENT

Les notices des cinq feuilles Argelès-sur-Mer–Cerbère, Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo et Mont-Louis sont complémentaires et ont été écrites conjointement. Certains aspects sont communs à toutes les notices, tandis que d'autres ont été davantage développés dans l'une ou l'autre d'entre elles, ainsi que dans celle de la feuille Prades. 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 Mont-Louis couvre une surface de 29,7 x 21 km, soit 624 km², auxquels il faut ajouter environ 40 km² repris sur la feuille Saillagouse au Sud-Est (Fig. 1). Elle est presque entièrement située en France, le territoire espagnol (*comarca de Catalunya*) étant à peine effleuré, au Sud (enclave de Llivia) et au Sud-Ouest. Administrativement, elle se situe dans les départements des Pyrénées-Orientales (66), de l'Aude (11) et de l'Ariège (09), et dans la région Occitanie (à cheval sur les deux anciennes régions Languedoc-Roussillon et Midi-Pyrénées). La topographie servant de fond à la carte géologique est celle de la carte IGN au 1/50 000 (feuille 2249, 1956-69, révisée en 1989). La toponymie utilisée dans cette notice est celle de la carte IGN, qui se trouve être plus conforme au catalan que celle des cartes voisines (Prades, Prats-de-Mollo).

La région est très montagneuse, les altitudes étant comprises entre 1 100 m (vallée de la Têt sous Sauto, vallée de l'Ariège vers Mérens-les-Vals) et près de 3 000 m (Puig Carlit, 2 921 m). Une grande partie centrale de la carte constitue le massif du Carlit, dont l'altitude est fréquemment supérieure à 2 000 m, de nombreux sommets dépassant 2 700 m (Puig Peric, Puig Pedros, Pic d'Esquine d'Ase, etc.). Le massif est limité à l'Ouest par les profondes vallées de l'Ariège et du Carol (avec, entre les deux, le Col de Puymorens, 1 920 m), au-delà desquelles commencent les hautes montagnes de l'Ariège (Aston) et de l'Andorre. À l'Est, il s'abaisse vers le Capcir et au Sud vers la Cerdagne. C'est un véritable château d'eau donnant naissance à de nombreuses rivières, certaines coulant vers le Nord-Ouest et l'Atlantique (Ariège, Oriège), les autres vers la Méditerranée, soit vers le Nord-Est (Aude et ses affluents : Lladura, Galbe), soit vers l'Est (Têt), soit vers le Sud et le bassin du Sègre (Angoustrine, Carol). La partie Nord-Ouest du massif, la plus élevée, est aussi la plus disséquée par l'érosion, et les vallées y sont très encaissées. Au contraire, en contrebas des crêtes culminantes, l'Est et le Sud du massif présentent de vastes zones faiblement accidentées, des *plas* perchés vers 2 200-2 400 m (Donezan, Camporells, Carlit, Maura, Campcardos), doucement inclinés vers le Sud-Est

(Avellans, la Calma) et faiblement entaillés par les vallées. L'empreinte glaciaire est forte dans le massif du Carlit : vallées surcreusées, en particulier au Nord-Ouest d'allure très alpine, cirques glaciaires, lacs (Carlit, Camporells), grands appareils morainiques à l'Est et au Sud, etc.

Le Nord-Est de la carte est occupé par la haute plaine du Capcir (1 400-1 600 m), orientée Nord-Sud et drainée vers le Nord par l'Aude ; plus à l'Est se développe le massif du Madres. Au Sud se trouve l'extrémité Nord de la Cerdagne (1 200-1 500 m), vaste plaine d'altitude Nord-Est / Sud-Ouest drainée vers le Sud-Ouest par le Segre. Ces deux plaines sont connectées par les plateaux de la Quillana et de la Perche (1 600-1 700 m). Le plateau de la Perche sépare également le massif du Carlit du massif du Puigmal-Carança, au Sud-Est de la carte, massif culminant vers 2 700-2 900 m et duquel s'échappent des affluents de la Têt (Riberole) et du Segre (Eyne, Err).

Le climat, globalement montagnard, présente des différences sensibles entre le Nord et le Capcir, où la tendance océanique, froide, humide et neigeuse est très marquée, et le Sud et la Cerdagne, subméditerranéens, encore froids mais nettement plus secs et ensoleillés car à l'abri des perturbations tant atlantiques que méditerranéennes. Ce contraste se retrouve dans le couvert végétal, notamment pour la forêt : si globalement dominant le Pin sylvestre à l'étage montagnard et le Pin à crochets à l'étage subalpin au-dessus de 1 500-1 700 m, Hêtre et Sapin font leur apparition au Nord-Ouest à l'étage montagnard. Les tourbières sont fréquentes dans le massif du Carlit.

CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Mont-Louis est principalement constituée par les terrains du socle hercynien de la Zone axiale (ZA) pyrénéenne, assez largement recouverts par des dépôts mio-pliocènes (Cerdagne, Capcir) et quaternaires. Le socle hercynien est principalement constitué par trois ensembles lithologiques :

- à la base, des *orthogneiss métagranitiques ordoviciens* (gneiss de Carança, d'Eyne-Planès, de Mont-Louis ou des Bouillouses, de l'Hospitalet) ;
- au-dessus des gneiss, la *série préhercynienne édiacaro-cambrienne* (volcano)sédimentaire, à laquelle succède la *série hercynienne* (Ordovicien supérieur et Siluro-Dévonien) ;
- des *granitoïdes finicarbonifères* (pluton de Mont-Louis, bordure sud-occidentale du pluton de Quérigut), intrusifs dans les terrains précédents, terrains qui d'autre part sont diversement affectés par le métamorphisme hercynien carbonifère supérieur.

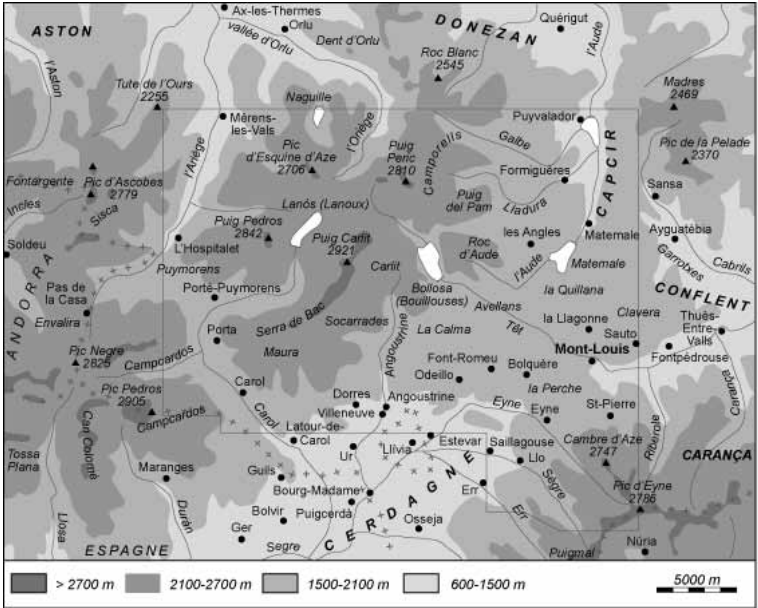


Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Mont-Louis.

La tectonique hercynienne est marquée, comme ailleurs dans les Pyrénées orientales, par la succession de :

– *déformations précoces* (D1-D1'), avec la schistosité régionale (S1), des plis couchés et des chevauchements (dans le Synclinal de Villefranche-de-Conflent), le détachement du Puigmal (au Sud-Est, formant la base de la nappe du Puigmal), etc. ;

– *déformations tardives* (D2-D3), à l'origine en particulier de mégaplis droits (dômes ou brachyantoclinaux et synclinaux D2) et de failles / zones mylonitiques (D3).

On observe également, comme sur la feuille Prats-de-Mollo, des failles finihercyniennes, (probablement permiennes) normales et superposées à des filons de quartz.

La feuille Mont-Louis appartient en totalité à la très vaste *unité* (alpine) *du Canigou* (Laumonier, 2015) ; la tectonique alpine y est modeste et essentiellement réduite au rejeu inverse de certaines failles préalpines (failles de Mérens, de l'Hospitalet, etc.).

La tectonique postalpine, néogène (mio-pliocène), est très nette sur la feuille Mont-Louis. Elle se traduit principalement par la formation de deux hémigrabens :

– le *bassin de Cerdagne*, dont seule l'extrémité nord-orientale apparaît sur la carte ;

– le *bassin du Capcir*.

La tectonique postalpine accompagne l'évolution géomorphologique de la région au Mio-Pliocène et au Quaternaire (aplanissements, soulèvements, basculements de blocs, érosion, creusement des vallées).

Les structures cartographiques les plus spectaculaires visibles sur la feuille Mont-Louis sont hercyniennes tardives. Il s'agit de mégaplis D2, soit, du SE vers le NW (voir *Schéma structural*) :

– la terminaison occidentale de l'*anticlinal de la Carança*, au Sud-Ouest de la faille de la Têt ;

– le *synclinal d'Odeillo* et plus au Nord-Est le *synclinal de la Llagonne*, dans le pluton de Mont-Louis ;

– le *dôme de Mont-Louis*, qui affecte conjointement les orthogneiss et le laccolite de Mont-Louis ; les premiers sont visibles sous le second dans la *boutonnière de la Bollosa* ;

– la *zone synclinale Carlit-Camporells*, compliquée à l'Ouest par l'*anticlinal de Font-Viva* ;

- la moitié orientale de l'*anticlinal de l'Hospitalet* ;
- l'étroite *bande synclinale de Mérens*, dévonienne, terminaison occidentale du synclinal de Villefranche-de-Conflent ;
- la frange méridionale de l'*anticlinal de l'Aston* et du pluton de Quérigut, au Nord de la faille de Mérens.

Ces structures sont perturbées par trois failles majeures hercyniennes et/ou posthercyniennes, soit du N vers le S :

- la *faille de Mérens*, mylonitique, tardihercynienne (D3) à rejeu alpin ;
- la *faille de l'Hospitalet-Lanòs*, possible faille normale finihercynienne inversée à l'Alpin ;
- la *faille de la Têt*, faille normale néogène superposée à la zone mylonitique tardihercynienne de la Têt, et sa continuation vers le SW, la *faille de Cerdagne*.

Les formations quaternaires glaciaires, fluvioglaciaires et fluviales occupent d'importantes surfaces sur la feuille Mont-Louis : Capcir ; vallées du Galbe, de la Lladura et de l'Aude ; hautes vallées de la Têt, de l'Angoustrine et du Carol, en bordure du massif du Carlit ; zones hautes des massifs de la Carança, du Carlit et de l'Hospitalet.

La géologie de la feuille Mont-Louis est donc particulièrement complexe. Son étude est plus spécialement intéressante, et donc sera détaillée dans cette notice, en ce qui concerne :

- la structure et la mise en place du vaste pluton de Mont-Louis, en relation avec la tectonique tardihercynienne (D2) ;
- le Glaciaire quaternaire.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

Préhercynien. Un historique des travaux anciens, antérieurs au milieu du XX^e s., est donné dans la thèse de Pierre Cavet (1957). L'Ordovicien supérieur fossilifère est bien identifié dès les années 1890, notamment par les recherches de J. Roussel (1893), et la puissante série schisteuse sous-jacente est diversement considérée comme précambrienne, cambrienne et/ou ordovicienne. Les marbres placés vers la base de cette série (« Dalle calcaire ») ont été considérés comme dévoniens sur la première édition des feuilles L'Hospitalet et Prades à 1/80 000 (Bertrand *et al.*, 1912 ; Bertrand et Mengel, 1925), mais plus fréquemment ils ont été attribués au Cambrien (Depéret, Jacquot, Roussel, etc. ; Cavet, 1957). Jusqu'à début des années 1950, les gneiss sous-jacents à cette série, au début mal distingués des granites, ont d'abord été

considérés comme un « terrain primitif » « archéen », puis (avec les micaschistes) comme des terrains métamorphiques d'âge primaire ; une origine migmatitique et métasomatique est alors envisagée, conformément aux idées de l'époque. En ce qui concerne les gneiss du Canigou-Carança, les travaux de G. Guitard, à partir du milieu des années 1950, ont montré que ce ne sont pas des métasédiments métasomatés mais pour la plupart des métagranites qui appartiendraient à un socle cadomien âgé de ~580 Ma (synthèse *in* Guitard, 1970[1965]) ; ce modèle a été étendu aux gneiss de L'Hospitalet et de l'Aston (Van den Eeckhout, 1986a ; Besson 1991), et à ceux de Mont-Louis. Ce socle serait situé sous un « Paléozoïque inférieur » discordant et transgressif, constitué de deux séries, la série de Canaveilles à la base, rapportée au Cambrien, et la série de Jujols au sommet, rapportée à l'Ordovicien (Cavet, 1957) ; certains gneiss cependant dériveraient de volcanites constituant la base de cette couverture discordante. Ce modèle général (Guitard *et al.*, 1996a) est à la base de la seconde édition de la feuille Prades à 1/80 000 (Autran et Guitard, 1968) et, plus tard, de la feuille Prades à 1/50 000 (Guitard *et al.*, 1992, 1998). Il a ensuite été abandonné quand les progrès de la radiochronologie ont permis d'attribuer la majorité des orthogneiss à l'Ordovicien inférieur-moyen, et certains à l'Ordovicien supérieur (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Denèle *et al.*, 2009a ; Casas *et al.*, 2010 ; Martínez *et al.*, 2011). Le caractère intrusif des métagranites, déjà envisagé pour les gneiss de l'Aston-Hospitalet (Zwart, 1979), a été affirmé pour les métagranites du Canigou-Carança (Barbey *et al.*, 2001 ; synthèse *in* Laumonier *et al.*, 2004).

Par ailleurs, la lithostratigraphie du « Paléozoïque inférieur » de P. Cavet (1957) a été progressivement précisée (Laumonier et Guitard, 1986 ; Laumonier, 1988, 1996, 1998). Les séries de Canaveilles et de Jujols ont été redéfinies comme deux groupes constitués de sept à dix formations. Le Groupe de Canaveilles est attribué à l'Édiacarien supérieur et le Groupe de Jujols au Cambrien *s.l.*, avec comme conséquence la lacune par érosion d'une grande partie de l'Ordovicien inférieur-moyen. Corrélativement, une discordance majeure cartographique et angulaire (Llopis Lladó, 1965 ; Santanach, 1972a,b) de l'Ordovicien supérieur sur cette série préhercynienne est confirmée (Laumonier *et al.*, 2015d, notice Céret ; Laumonier *et al.*, 2015b, notice Prats-de-Mollo). Quelques travaux apportent des précisions sur la série préhercynienne en Cerdagne et autour des gneiss de l'Hospitalet (Cavet, 1957 ; Guitard, 1970 ; Van den Eeckhout, 1986b, 1990 ; Margalef, 2015) ; voir aussi les notices des feuilles Prades (Guitard *et al.*, 1998) et Prats-de-Mollo (Laumonier *et al.*, 2015b). Plus récemment, des modifications concernant la lithostratigraphie de la série préhercynienne - non retenues dans la présente notice - ont été proposées (Padel, 2016).

Hercynien. La série hercynienne est réduite, sur la feuille Mont-Louis, à l'Ordovicien supérieur et au Siluro-Dévonien de la bande de Mérens (Roussel, 1893 ; Cavet, 1957).

La tectonique, le métamorphisme et le plutonisme hercyniens (synthèses de Carreras et Debat, Guitard *et al.* et Debon *et al.*, *in* Barnolas et Chiron, 1996 ;

Laumonier *et al.*, 2010) sont précisés, pour la feuille Mont-Louis, dans, du Sud au Nord :

– Guitard (1970[1965]), Llac (1989, notice Saillagouse), Guitard *et al.* (1998, notice Prades), Laumonier et Autran (2001), Laumonier *et al.* (2015b, notice Prats-de-Mollo), pour les massifs de la Carança et du Puigmal ;

– Autran et Guitard (1957), Autran (1964), Autran *et al.* (1970), Gleizes et Bouchez (1989), Gleizes (1992), Gleizes *et al.* (1993, 1998), Autran *in* Debon *et al.* (1996), Laumonier (1997), Guitard *et al.* (1998, notice Prades), Maurel (2003), Denèle *et al.* (2014), pour le pluton de Mont-Louis ;

– Verspyck (1965), Zwart (1965, 1979), Soula (1982), Soula *et al.* (1986a), Van den Eeckhout (1986a,b, 1988, 1990), Majoor (1988a,b), Vissers (1992), Alias (1995), Denèle (2007), Denèle *et al.* (2007, 2009b), Mezger (2009), Mezger et Régnier (2016), pour les gneiss du massif de l'Hospitalet et leur enveloppe schisteuse sud-orientale, ainsi que pour les relations avec le massif de l'Aston ;

– Raguin (1933), Cavet (1957), Zwart (1958), Martignole (1964), Saillant (1982), McCaig (1986, 1987), McCaig et Miller (1986), Soula *et al.* (1986b), Majoor (1988a), Denèle *et al.* (2008), Van den Eeckhout et de Bresser (2014), pour la faille de Mérens et les mylonites associées ;

– Pons (1970), Leterrier (1972), Marre (1973, 1982), Aparicio (1975), Aparicio et Lelubre (1976), Raguin (1977), Raymond et Marre (1988), Leterrier et Autran *in* Debon *et al.* (1996), Auréjac *et al.* (2004a,b), Laumonier (2004), Durand (2006), Durand *et al.* (2006), Denèle (2007), Denèle *et al.* (2008), pour la terminaison sud-occidentale du pluton de Quérigut ; voir aussi Bon *et al.* (1994) et les notices Prades (Guitard *et al.*, 1998) et Ax-les-Thermes (en prép.).

Alpin. Aucune étude spécifique ne concerne la tectonique alpine de la feuille Mont-Louis. Voir cependant, pour l'exhumation du massif de Mont-Louis, Maurel (2003) et Maurel *et al.* (2002, 2008), et pour la faille de Mérens les références données ci-dessus.

Néogène et Quaternaire. Le bassin miocène de Cerdagne et la faille de la Têt (faille de Cerdagne) qui le limite au Sud ont été maintes fois étudiés, tant d'un point de vue stratigraphique que structural ; voir synthèse et références *in* Roca (1986), Cabrera *et al.* (1988) et Calvet (1996) ; voir aussi Taillefer (2017) et Taillefer *et al.* (2017). En revanche, le bassin (mio-pliocène ?) du Capcir est beaucoup moins bien connu (Calvet, 1996). L'évolution géomorphologique néogène a été étudiée de longue date (Boissevain, 1934 ; Birot, 1937) et, plus récemment, par M. Calvet (1996, 1999a,b), M. Calvet *et al.* (2008, 2013), M. Calvet et B. Laumonier (2013) et Y. Gunnell *et al.* (2008, 2009).

Le Quaternaire, et spécialement le Glaciaire, ont fait l'objet de nombreux travaux. Antérieurement à l'achèvement de la carte, il faut signaler en particulier ceux de G. Viers (1961, 1963, 1966, 1968), Y. Gourinard (1971a,b), G. Soutadé (1980) et M. Calvet (1996, 1998, 2001, 2004). Des travaux plus récents (Delmas, 2005, 2009, 2015 ; Calvet *et al.*, 2011 ; Delmas *et al.*, 2008, 2011, 2012) sont utilisés dans la présente notice.

Cartographie

Le territoire de la feuille Mont-Louis est pour les deux tiers couvert par la feuille n° 257 « Prades » de la carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 (1^{ère} édition, Bertrand et Mengel, 1925 ; 2^{ème} édition, Autran et Guitard, 1968) et pour le tiers occidental par la vieille feuille n° 256 « L'Hospitalet » de la carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 (1^{ère} édition, Bertrand *et al.*, 1912). L'angle Nord-Est de la feuille n° 1098 « Saillagouse » de la carte géologique détaillée de la France à 1/50 000 (1^{ère} édition, Llac, 1988), recartographié, est incorporé dans la présente carte Mont-Louis sous forme d'un appendice sud-oriental. Signalons que la zone frontière, au Sud-Ouest, est effleurée par la carte espagnole à 1/50 000 n° 217 « Puigcerdà » (Cirès *et al.*, 1994) et par la *mapa geològic comarcal* catalane à 1/50 000 n° 15 « Cerdanya » (2006).

Pour l'essentiel, le socle hercynien de la feuille Mont-Louis a été levé par A. Autran entre 1962 et 2001, à l'exception du coin Sud-Est (terminaison occidentale du massif de Carança, G. Guitard, 1970) et de l'angle Nord-Est de la feuille Saillagouse (carte inédite de B. Laumonier et A. Autran pour le compte de la Réserve naturelle d'Eyne, en 1997-1998) ; cette dernière zone est appelée dans la notice feuille ou carte Saillagouse/Mont-Louis.

Le Néogène (Cerdagne, Capcir) et le Quaternaire ont été cartographiés par M. Calvet, de 1975 à 2001, avec la collaboration de M. Delmas pour le Glaciaire. On a utilisé également une première cartographie géomorphologique de la feuille Mont-Louis réalisée par G. Viers (1968) et les levés initiaux d'A. Autran, en particulier dans l'angle Nord-Ouest de la carte. Mais il faut regretter que les couleurs choisies pour représenter ces terrains soient souvent trop proches, par leur intensité notamment, de celles utilisées pour les terrains du socle, ce qui rend ces deux ensembles très difficiles à distinguer au premier abord ; la *planche hors texte n° 1* est destinée à faciliter la lecture des terrains quaternaires.

La carte gravimétrique a été dessinée par A. Autran et G. Martelet (2005, BRGM), d'après les mesures de L. Améglio en 1993-1996 et de J.-M. Colin en 1962, pour la partie française.

La carte Mont-Louis a été publiée en 2005. La notice a été rédigée entre 2009 et 2014 mais a été entièrement révisée en 2017 ; elle est donc d'une dizaine d'années plus récente que la carte et en conséquence ne suit pas toujours fidèlement sa légende ; les divergences seront explicitées. La *planche hors texte n° 1 (extension du Quaternaire et du Néogène)* a été préparée par M. Calvet, M. Delmas et B. Laumonier. Le *schéma structural* et les *coupes structurales (planches hors texte n° 2 et 3)* ont été préparés par B. Laumonier, en 2017, à partir de la carte et des cartes voisines, ainsi que d'après la planche « *Plutonisme des Pyrénées orientales* » de l'Atlas de la Synthèse des Pyrénées (Autran, 1996).

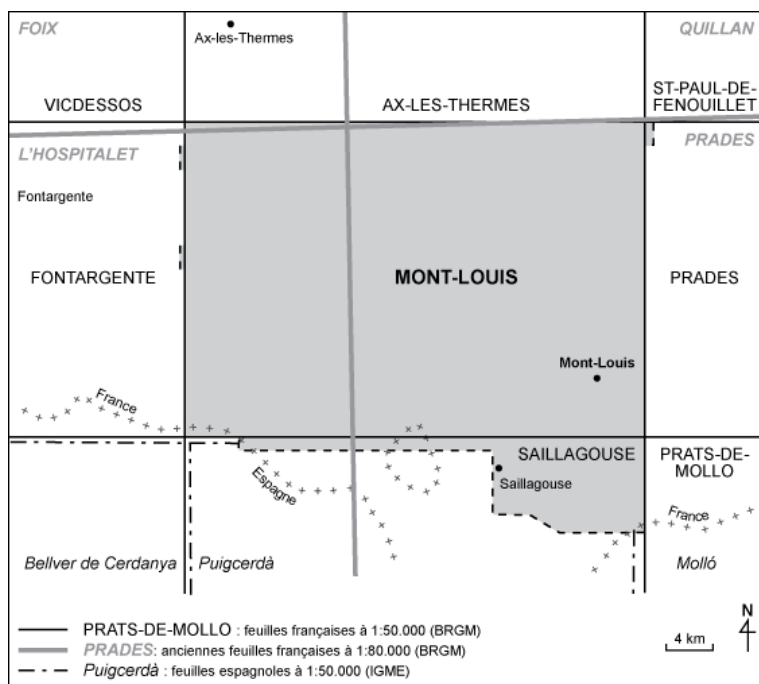


Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises anciennes (1/80 000) et des cartes récentes à 1/50 000 françaises et espagnoles.

DESCRIPTION DES TERRAINS

La feuille Mont-Louis montre deux grands ensembles de terrains de nature et d'âge très différents :

- les terrains anciens du socle hercynien, édiacariens (fini-protérozoïques) à carbonifères, métamorphiques (para- et orthodérivés) et plutoniques ;
- des terrains très récents, postalpins : Miocène du fossé de Cerdagne et Mio-Pliocène (?) du fossé du Capcir ; dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et fluviaux quaternaires.

En ce qui concerne les terrains anciens, 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 Néoprotérozoïque final (Édiacarien) et du Cambrien *s.l.*, dénommés *formations sédimentaires azoïques* dans la légende de la carte Mont-Louis ;
- les *terrains hercyniens s.s.* de l'Ordovicien supérieur au Mississipien (Carbonifère inférieur), dénommés *formations du Paléozoïque supérieur (fossilifère)* dans la légende de la carte.

Une autre discordance majeure sépare les terrains finihercyniens stéphaniens et autuniens des terrains hercyniens ; elle n'est pas repérable sur la feuille Mont-Louis.

Les terrains magmatiques sont également bien développés, ce qui amène à définir au total, dans les Pyrénées orientales, cinq grands ensembles lithostratigraphiques et lithologiques :

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

Les terrains anciens de la feuille Mont-Louis sont donc fondamentalement de trois types :

- des orthogneiss aujourd'hui considérés comme dérivant de granitoïdes d'âge ordovicien inférieur-moyen, soit du Sud-Est au Nord-Ouest : l'extrémité occidentale du massif de la Carança (largement développé sur les feuilles Prades et Prats-de-Mollo) ; les gneiss d'Eyne-Planès-Fontpédrouse au Nord de la faille de la Têt ; le massif de Mont-Louis (ou des Bouillouses) ; le massif de

l'Hospitalet (qui se poursuit sur la feuille Fontargente, vers l'Ouest) ; le massif de l'Aston, à peine écorné à l'angle Nord-Ouest de la carte ;

– des terrains métasédimentaires disposés au-dessus des orthogneiss précédents ; la majeure partie est ancienne (Édiacarien et Cambrien *s.l.*) et azoïque (terrains préhercyniens) ; les terrains hercyniens *s.s.* ne se rencontrent au Nord de la carte que dans l'étroite bande de Mérens, qui se poursuit vers l'Est, au-delà du Capcir, par le synclinal de Villefranche-de-Conflent (feuille Prades) ;

– des terrains plutoniques – des granitoïdes principalement – du Carbonifère supérieur (Stéphanien *s.l.*), qui forment le vaste pluton de Mont-Louis (et son prolongement le granite d'Andorre au Sud-Ouest, sur la feuille Fontargente et les cartes espagnoles) et la bordure sud-occidentale du pluton de Quérigut (dont l'essentiel se développe sur les feuilles Ax-les-Thermes, Prades et Saint-Paul-de-Fenouillet) ; ces plutonites recoupent les gneiss et les métasédiments précédents.

Les molasses volcanosédimentaires finihercyniennes stéphano-autuniennes sont absentes de la feuille Mont-Louis.

FORMATIONS (VOLCANO)SÉDIMENTAIRES PRÉHERCYNiennes (= *FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES AZOÏQUES*)

Introduction

Dans son étude sur le *Paléozoïque inférieur* azoïque, c'est-à-dire les terrains antérieurs à l'Ordovicien supérieur fossilifère, P. Cavet (1957) a distingué, dans les Pyrénées les plus orientales, la *série de Canaveilles* à la base, disposée au-dessus des gneiss profonds, et la *série de Jujols* au sommet. À la suite de ce travail fondateur, il a 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 (*Groupes de Canaveilles* et *de Jujols*) avec (selon les régions) sept à onze formations ou membres ; huit horizons repères carbonatés (M1 à M8) et deux horizons volcanosédimentaires (VS1 et VS2) majeurs 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 sur cette base lithostratigraphique générale que la cartographie récente a été réalisée. Plus à l'Ouest, autour des massifs gneissiques de l'Aston et de l'Hospitalet, ces terrains ont été décrits sous le nom de *Seo Formation* ou plus souvent de *Cambro-Ordovicien* (Hartevelt, 1970 ; Zwart, 1979 ; Van den Eeckhout, 1986a,b). Par ailleurs, ce découpage lithostratigraphique a été très récemment modifié par M. Padel (2016, thèse) ; ces changements récents ne sont évidemment pas pris en compte sur la carte Mont-Louis et seront simplement évoqués dans la notice.

(Remarque : dans la légende de la carte Mont-Louis, construite d'après celle de la feuille Prades, la série préhercynienne avec ses deux Groupes de Canaveilles et de Jujols est appelée, mais de manière erronée, Super-Groupe de Villefranche, terme qui par ailleurs est aujourd'hui obsolète.)

La série de Canaveilles fut d'abord interprétée, dans les massifs du Canigou-Caraça, du Roc de France et des Albères, comme la couverture cambrienne discordante d'un socle précambrien granitique (granites cadomiens, ~580 Ma) ou métamorphique ; plus précisément, dans le massif du Canigou-Caraça, ce socle serait constitué par des orthogneiss métagranitiques (Gneiss du Canigou-Caraça), ceinturés par des gneiss leptynitiques issus de métavolcanites acides représentant la base de la couverture (Guitard, 1958a ; Autran *et al.*, 1966 ; Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1996, 1998). Cependant, la datation des volcanites intercalées dans le Groupe de Canaveilles ayant démontré l'âge édiacarien de ce dernier (Cocherie *et al.*, 2005 ; Casas *et al.*, 2015 ; Padel, 2016), tandis que les métagranites du Canigou-Caraça et du Roc de France étaient datés de l'Ordovicien inférieur (~475-470 Ma ; Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005), comme ceux de l'Aston-Hospitalet (Denèle *et al.*, 2009a), ces métagranites ont dû être réinterprétés comme des laccolites intrusifs dans la série 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 situés sous les métagranites ordoviciens (en particulier les Micaschistes de Balatg dans le massif du Canigou, feuille Prades) constituent l'encaissant inférieur des laccolites ordoviciens et représentent donc le terme le plus profond accessible de la série de Canaveilles.

P. Cavet (1957, 1958) avait rapporté sa série de Canaveilles au Cambrien *s.l.* et sa série de Jujols à l'Ordovicien. Les corrélations interrégionales (Laumonier, 1988, 1996 ; Laumonier *et al.*, 2004), la datation radiométrique des métavolcanites de la série de Canaveilles (feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech, massif du Cap de Creus), de très rares découvertes de fossiles dans le Groupe de Jujols (feuilles Arles-sur-Tech, Céret et Saillagouse) et la datation des zircons détritiques de la base et du sommet du Groupe de Jujols (cf. *infra*) conduisent à attribuer *grosso modo* le Groupe de Canaveilles à l'Édiacarien supérieur (équivalent approximatif du Briovérien supérieur breton, d'où l'indice « b » utilisé pour sa notation sur les cartes), et le Groupe de Jujols au Cambrien *lato sensu* (d'où l'indice « k ») sans exclure que son sommet soit ordovicien inférieur. Il convient donc de ne plus utiliser les termes de *Paléozoïque inférieur* et de *Cambro-Ordovicien*, trop souvent encore utilisés pour désigner l'ensemble des terrains préhercyniens.

ORDOV. inf.	sup. - moyen	CAMBRIEN	Groupe de Jujols	Fm. de Font Frède (feuille Prades)					O1-2	
				Fm. de Jujols		kJ				
ÉDIIACARIEN supérieur ("Briovérien supérieur")	inférieur	CAMBRIEN	Groupe de Jujols	Fm. de Valcebollère		kV	■ M ₈	k	notation de la feuille Prades (1992)	
				Fm. d'Évol kE	Mb. sup.	Fm. d'Alins	kE ₃			
Mb. moy.	Fm. de Lleret-Bayau	kE ₂	■ M ₇							
Mb. inf.	Fm. d'Alós d'Isil	kE ₁								
ÉDIIACARIEN supérieur ("Briovérien supérieur")	inférieur	CAMBRIEN	Groupe de Canaveilles	Fm. de Tregurà		kT	■ M ₆	kC	notation de la feuille Prades (1992)	
				Fm. de Cabrils		bCB	□ VS ₂			
				Fm. de Canaveilles	bC	Mb. sup.	bC ₃			■ M ₃₋₅
						Mb. moyen	bC ₂			■ M ₂ □ VS ₁
Fm. de Canaveilles	bC	Mb. inf.	bC ₁	■ M ₁						
			bC ₀							

horizons repérés de la série type : M - carbonatés
VS - volcanosédimentaires

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, Cabrils, Évol, Jujols, Font-Frède* : localités et lieux-dits du Conflent (feuille Prades). *Tregurà* : village du Ripollès (feuille Prats-de-Mollo). *Valcebollère* : village de Cerdagne (feuille Saillagouse). *Alós d'Isil* (Alos-de-Isil), *Lleret, Alins* : localités du Pallars Sobirà ou haut Pallars (Pyrénées centrales espagnoles) ; *Bayau* (aujourd'hui Baiau) est le nom d'un lac de cette dernière région.

Groupe de Canaveilles (Édiacarien = Briovérien « supérieur »)

Sur la feuille Mont-Louis, le Groupe de Canaveilles est bien caractérisé dans le massif de Carança et aussi, quoique cela soit moins évident, dans le massif de Mont-Louis et en Cerdagne (centre et Sud de la carte). Ailleurs, au Nord-Ouest, le Groupe de Canaveilles manque, en particulier autour des gneiss de l'Hospitalet, où seul le Groupe de Jujols a été identifié ; il réapparaît cependant au Nord de la faille de Mérens, dans le massif de l'Aston.

Le Groupe de Canaveilles correspond à la moitié inférieure de la série préhercynienne. Il est divisé en deux formations, la Formation de Canaveilles à la base, elle-même subdivisée en trois membres, et la Formation de Cabrils au sommet. L'épaisseur de cette séquence, difficile à évaluer, serait de l'ordre de 2 à 4 km mais elle est incomplète sur la feuille Mont-Louis. La lithologie du Groupe de Canaveilles est très variée. Du fait de nombreuses complications tectoniques, la lecture n'en est pas facile sur la feuille Mont-Louis, c'est donc par continuité avec les feuilles Prats-de-Mollo et Prades que certaines attributions lithostratigraphiques ont pu être faites.

Lithotypes

- 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 mats ou luisants (phyllades), gris plus ou moins sombre en général, parfois clairs et verdâtres à la partie supérieure de la séquence, peu métamorphique ; les grauwackes sont grises, massives, fines ou plus grossières. Dans les parties les plus profondes, les schistes passent à des micaschistes grossiers. Dans ce fond *shalograuwackeux* s'intercalent des niveaux lithologiquement variés.
- **Niveaux carbonatés**. Calcaires massifs, gris et à patine claire dans les niveaux les moins métamorphiques ; marbres calcaires lités, blancs ou gris, souvent rubanés et veinés de noir et de blanc, à grain fin et patine gris bleu, dans les zones plus métamorphiques (il s'agit parfois de véritables marbres à minéraux ou cipolins) ; dolomies et marbres dolomitiques blancs ou beiges, à grain fin et patine grise, ou au contraire grossiers et à patine rousse (il s'agit dans ce dernier cas de dolomies secondaires, massives). Les calcaires peuvent passer latéralement à des roches à silicates calciques ou à des tuffites carbonatées. Les marbres sont dans l'ensemble peu développés sur la feuille Mont-Louis, comparativement aux feuilles voisines, sauf au Sud-Est (massif de Carança) où ils forment des niveaux souvent très continus, d'épaisseur très variable, métrique à pluridécamétrique, avec ou sans intercalaires schisteux ; il existe aussi dans cette zone des niveaux de calcaires noirs plus ou moins chargés en débris schisteux (*pebbly limestones*), toujours minces.

- **Gneiss à silicates calciques.** Ce sont d'anciennes roches carbonatées impures, marnes, grauwackes ou grès à ciment carbonaté, transformées en gneiss, parfois en quartzites, à silicates calciques (para-amphibolites ou cornéennes rubanées), blancs, jaunes, verts ou roses ; ils sont généralement associés aux marbres. Toujours minces, ils n'ont pas été cartographiés.
- **Schistes noirs.** Graphiteux et pyriteux (*schistes carburés* : ampélites ou *black shales*), à altérations sulfatées rouges, orangées et jaunes spectaculaires, ces schistes forment des passées métriques à pluridécamétriques. Des schistes sombres (*subcarburés*), gris plombé, à patine rouge sombre ou vert bouteille, souvent très développés, font transition entre les pélites banales et les schistes noirs. Ces schistes peuvent par oxydation passer latéralement à des schistes sériciteux blancs à taches rouille.
- **Tuffites et tufs plagioclasiques.** Les roches volcanosédimentaires (**tuffites**) ou volcanodétritiques (**tufs**) plagioclasiques sont rares sur la feuille Mont-Louis. Ce sont des arénites plagioclasiques grossières et à granules d'albite de 1-5 mm (*granulés*), ou fines et à granules inframillimétriques (*microgranulés*) (Guitard, 1970), pouvant passer à des grès fins plagioclasiques, à des grauwackes, à des schistes et micaschistes plagioclasiques, ou bien encore à des tuffites carbonatées. Dans ces roches, la composante volcanique ainsi que la matrice sont variables, tant en quantité que par la taille des feldspaths. Ces roches sont davantage développées sur la feuille Prats-de-Mollo voisine.

Formation de Canaveilles

La Formation de Canaveilles (bC) n'affleure, pour l'essentiel, que dans le massif de Carança, au Sud de la faille de Cerdagne donc.

bC1. **Membre inférieur.** Épaisseur : 300-400 m. Métapélites (micaschistes à andalousite) et métagrauwackes à intercalations de marbres calcaires plus ou moins dolomitiques (1). Ces métasédiments se développent au toit des gneiss de Carança et se retrouvent sous forme d'un gros septum dans les gneiss du Bosc del Quer (2). Un à trois niveaux de marbre soulignent la base du Membre inférieur et représentent globalement l'horizon repère M1 de la série type (anciennement, *marbre de base* ; Guitard, 1970). Le premier niveau, le plus épais et le plus varié lithologiquement, est quasiment en contact avec les gneiss (Nord du Bosc del Quer, Cambre d'Aze, Roc del Bouc, Sud-Est de Llo). Au Cambre d'Aze, un mince niveau leucogneissique (Gneiss du Cambre d'Aze) s'intercale dans les marbres. Malgré son apparence de granulé volcanodétritique, il s'agit d'un sill ordovicien inférieur-moyen, bien daté à 467 ± 7 Ma sur la feuille Prats-de-Mollo ; Cocherie *et al.*, 2005) ; d'ailleurs, au Nord du sommet, il s'enracine dans la masse principale des gneiss dont le contact intrusif, faiblement sécant sur les métasédiments, explique la disparition des marbres au Sud de Planès (ces marbres réapparaissent vers le Nord-Est, sur la feuille Prades). Les autres niveaux de marbre calcaire sont plus banals et localement bien développés (Font Frede au Nord-Ouest du Cambre d'Aze, Refuge de l'Orri de Baix dans la vallée d'Eyne).

bC2. Membre moyen (médian). Épaisseur : 400-500 m (la partie supérieure manque du fait du détachement du Puigmal). Métapélites et métagrauwackes grises à intercalations carbonatées (1) et volcanosédimentaires (2). Deux ou trois niveaux de marbres intercalés de métapélites, bien observables notamment au Serrat de las Fonts, constituent le terme inférieur du Membre moyen (bC2a sur la feuille Prats-de-Mollo) ; ils correspondent au niveau repère M2 de la série type. Par analogie avec la feuille Prats-de-Mollo, il est possible de définir un niveau inférieur (M2A) dont la base est soulignée par des faciès grésocarbonatés finement alternants (*barrégiennes*), et un niveau supérieur (M2B), simple ou double, localement très développé (Mas Patiras). Le marbre M2B est surmonté à l'Est (Tour d'Eyne) par un horizon de métagrauwackes plus ou moins grossières (microgranulés), carbonatées et sombres, passant latéralement vers l'Ouest à un horizon quartziteux massif, clair et à patine verdâtre caractéristique (vallée du Segre au Sud de Llo : pc 1629) ; en direction de l'E (feuille Prats-de-Mollo), cet horizon (bC2b sur la feuille Prats-de-Mollo) renferme des granulés typiques, grossiers et épais (niveau repère VS1 de la série type), ce qui confirme son origine volcanosédimentaire, et même des volcanites leptynitiques. Au-dessus viennent des métapélites plus banales (bC2c sur la feuille Prats-de-Mollo), tronquées sommitalement par le détachement du Puigmal.

bC3. Membre supérieur (au-dessus du détachement du Puigmal). Épaisseur très variable, la base étant supprimée par le détachement. La partie inférieure est faite de métapélites et de métagrauwackes intercalées de rares niveaux de calcaires noirs à débris (1) de type *pebbly mudstone* et, au Sud d'Eyne, de niveaux volcanosédimentaires noirs (microgranulés) plus ou moins caractéristiques (2). Puis viennent des schistes sombres à noirs à patine rouille, localement très développés (haut de la vallée d'Eyne, en particulier). Il convient cependant de noter que les levés plus récents effectués pour la carte Prats-de-Mollo (Laumonier *et al.*, 2015a) et qui actualisent ceux datant de 1997 utilisés pour la feuille Saillagouse/Mont-Louis, suggèrent que le Membre supérieur de la Formation de Canaveilles (bC3) pourrait se réduire à l'horizon carbonaté clair à noir et à débris du Camp del Perones (niveau repère M3-5 de la série type, cf. *infra*, malencontreusement rapporté sur la carte à la base de la Formation de Cabrils bCB), les schistes sous-jacents, ici notés bC3, étant plutôt à rattacher au Membre moyen (bC2).

Formation de Cabrils

Sur la feuille Mont-Louis, les terrains rapportés à la Formation de Cabrils (bCB) affleurent :

- dans l'unité du Puigmal au Sud-Est, au Sud de la faille de Cerdagne ;
- entre les gneiss d'Eyne-Planès et de Mont-Louis d'une part, et le pluton de Mont-Louis d'autre part, ainsi qu'en septa dans ce dernier ;

– au plancher méridional du pluton de Mont-Louis, dans les collines entre Angoustrine, Estavar, Via et le Col Rigat.

Dans l'unité du Puigmal (carte Saillagouse/Mont-Louis), il s'agit de métapélites souvent sombres et à patine rouille, ou de grésopélites plus claires, avec à la base des calcaires noirs et de rares gneiss à silicates calciques (2), de schistes noirs carburés (3) et de calcaires noirs à débris de type *pebbly mudstone* (4), et plus haut de passées volcanosédimentaires. L'**horizon du Camp del Perones**, formé de calcaires gréseux et de calcaires noirs à débris, visibles jusqu'au Col de Núria, serait plutôt à assimiler au Membre supérieur (bC3) de la Formation de Canaveilles (cf. discussion *supra*), les schistes carburés noirs surincombants marquant la base de la Formation de Cabrils, comme sur la feuille Prats-de-Mollo. Un peu plus haut dans la série apparaît un niveau de granulés (1) à texture bréchique (*tf* sur la carte Saillagouse).

Au Nord de la faille de la Têt, la Formation de Cabrils constitue la bande schisteuse injectée de sills de granodiorite à biotite ($1\gamma^4_b$) qui vient au-dessus des gneiss d'Eyne-Planès (Saint-Pierre-dels-Forcats, etc.). Le mince niveau de marbre calcaire visible sous Sauto pourrait être l'équivalent de bC3 (Membre supérieur de la Formation de Canaveilles, niveau repère M3-5 de la série type), par continuité avec la feuille Prades. On peut également rapporter à la Formation de Cabrils, dans la boutonnière de la Bollosa, les métapélites très métamorphiques séparant les gneiss de Mont-Louis du pluton de Mont-Louis et formant de nombreux septa dans le pluton (Sud et Ouest du lac des Bouillouses, Nord du Roc d'Aude, environs de la Llagonne, etc.). Il est remarquable que dans ces secteurs, la Formation de Canaveilles est absente, ce qui traduit un niveau d'intrusion des métagranites de Mont-Louis et d'Eyne-Planès plus élevé que celui des métagranites du Canigou-Carança (cf. *infra*).

Entre Estavar et Via, la Formation de Cabrils est représentée par une épaisse et monotone séquence de schistes gris sombres à noirs (3), parfois clairs, à rares et très minces passées volcanosédimentaires (1) et carbonatées (2) ; au Sud de Villeneuves-des-Escalades, les schistes carburés visibles le long de la D 618 représenteraient le sommet de la formation. (*Dans ce secteur, les zones notées kE1 seraient des passées plus claires à l'intérieur de la masse des schistes sombres de Cabrils plutôt des intercalations de schistes d'Évol.*)

Groupe de Jujols (Cambrien s.l.)

Lithotypes. La lithologie du Groupe de Jujols est bien différente de celle du Groupe de Canaveilles, et certaines formations sont caractérisées par des lithotypes spécifiques : **brèches sédimentaires** de la Formation de Tregurà, **microconglomérats** de la Formation d'Évol. Il faut noter l'absence complète des tufs et tuffites plagioclasiques (granulés, microgranulés), qui sont donc caractéristiques du Groupe de Canaveilles (discussion *infra*). Mais là encore, les **schistes** prédominent, associés ou non à des **grésopélites** grises ou

verdâtres ; les grès-quartzites, souvent clairs, peuvent être localement très développés. Il s'agit, soit de schistes homogènes, plus ou moins sombres, peu différents, en apparence du moins, de certains *schistes de Cabrils*, soit de **schistes rubanés** verdâtres à patine brune (*schistes de Jujols*).

Les *schistes de Jujols* dérivent d'une alternance milli- à centimétrique de lits argilitiques verdâtres (riches en chlorite) et de lits siltogréseux jaunâtres, les premiers étant généralement prédominants sur les seconds ; les bioturbations et autres figures sédimentaires (*slump-balls*, microrides, granoclasements, etc.) sont fréquentes et bien visibles, la schistosité hercynienne étant généralement une schistosité espacée oblique sur la stratification. Ils sont omniprésents dans la Formation de Jujols (*schistes de Jujols s.s.*), subordonnés dans la Formation d'Évol. Plus bas dans la série, s'ils existent, ils sont rendus méconnaissables par l'intensité de la déformation et le caractère continu de la schistosité hercynienne, parallèle et non plus oblique sur la stratification, et, plus bas encore, par l'intensité du métamorphisme hercynien. Le faciès « *schiste de Jujols* » est donc à la fois un faciès sédimentaire et un faciès tectonométamorphique.

Sur la feuille Mont-Louis, le Groupe de Jujols se développe largement au toit du pluton de Mont-Louis, à l'Est du massif gneissique de l'Hospitalet et, dans l'angle Nord-Est, entre les plutons de Mont-Louis et de Quérigut, de part et d'autre de la faille de Mérens et de la bande dévonienne de Fontrabieuse. Il apparaît également au mur du massif granitique du Carol, en bordure Sud-Ouest de la carte. Le Groupe de Jujols est divisé en quatre ou six formations, toutes reconnues sur la feuille Mont-Louis.

(Remarque : dans la légende de la carte Mont-Louis, et d'après la feuille Prades, le Groupe de Jujols est divisé en un Sous-Groupe d'Évol à la base et un Sous-Groupe de Jujols au sommet ; ces notions sont aujourd'hui abandonnées et donc ne sont pas reprises dans la présente notice.)

kF. Formation du pic de Finestrelles (= Formation de Tregurà). En Cerdagne (au Sud de la faille de Cerdagne, près d'Err, et près du Pic de Finestrelles), dans le Ripollès et le haut Vallespir, dans le massif du Cap de Creus, et ponctuellement dans le massif des Albères et le moyen Vallespir, le Groupe de Jujols débute par la Formation de Tregurà, bréchique et carbonatée, peut-être discordante sur la Formation de Cabrils dans le massif du Cap de Creus. Elle est souvent constituée d'un horizon bréchique déca- à hectométrique surmonté par un horizon carbonaté (pluri)décamétrique (niveau repère M6 de la série type), le tout reposant sur des *granulés* (tufs, tuffites) constituant le sommet de la Formation de Cabrils (niveau repère VS2 de la série type), et parfois des schistes carburés. En Cerdagne, mais au Nord de la faille de Cerdagne, la Formation de Tregurà, appelée Formation du pic de Finestrelles (**kF**) sur la carte Mont-Louis, est imparfaitement caractérisée, pour ne pas dire douteuse parfois, et mal séparée du sommet de la Formation de Cabrils ; de plus elle affleure de manière très discontinue. Elle pourrait ainsi apparaître, sous toute réserve toutefois, près de Llivia et 1 200 m à l'Ouest de Saillagouse

(feuille Saillagouse), 1 000 m au Sud de Villeneuve-des-Escalades, et à l'Estany de l'Esparvet (Nord de la Bollosa), sous un faciès très métamorphique.

Selon M. Padel (2016), les brèches ne sont pas simplement des brèches sédimentaires (épicyclastiques) remaniant des tufs plagioclastiques antérieurs, mais de véritables brèches volcanosédimentaires (pyroclastiques), et seraient donc plutôt à rattacher au Groupe de Canaveilles, dont elles formeraient le sommet, et non pas à la base du Groupe de Jujols. Le statut lithostratigraphique de l'horizon carbonaté M6 est moins clair, mais il n'est pas interdit de continuer à le rapporter au Groupe de Jujols...

kE. Formation d'Évol. Elle se développe largement autour des gneiss de l'Hospitalet, au Sud (Font Viva, Carlit), à l'Est (Peric-Terrers) et au Nord (Sud de la faille de Mérens) ; on la retrouve également au Nord (au toit) du pluton de Mont-Louis en Capcir, et au Sud (au mur) du massif granitique du Carol en Cerdagne. À l'Ouest de la feuille Mont-Louis (massif de la Pallaresa en particulier), on est amené à distinguer trois formations, soit de bas en haut les Formations d'Alós d'Isil (Alos de Isil), de Lleret-Bayau et d'Alins (Laumonier, 1996). Dans le Conflent (feuille Prades), il n'est possible de reconnaître qu'une seule formation, la Formation d'Évol. Sur la feuille Mont-Louis, l'organisation tripartite de la Formation d'Évol est perceptible, mais elle est de moins en moins nette d'W (secteur de Puymorens) en E (Capcir) ; c'est néanmoins cette organisation qui a guidé la cartographie de la feuille Mont-Louis, le résultat n'étant pas partout totalement convaincant.

kE1. Membre inférieur de la Formation d'Évol (= Formation d'Alós d'Isil, graphie catalane, plus appropriée que la graphie castillane Alos de Isil). Typiquement, cette formation est constituée de métapélites plus ou moins sombres, de grèsopélites, de grès-quartzites, de grès lithiques (quartzwackes à clastes schisteux) et de **microconglomérats** (2) ; ces derniers sont des quartzarénites grossières à grains de quartz blanc ou souvent limpide, millimétriques, arrondis, et à matrice gréseuse, quartzopélitique ou grèsocarbonatée ; les microconglomérats sont particulièrement abondants au Nord du Pic d'Ouxis. La formation est très bien caractérisée à la bordure orientale des gneiss de l'Hospitalet (Pic d'Ouxis, Puig de la Cometa d'Espagne), entre les failles du Pinet et de l'Hospitalet. Dans ce secteur, elle débute par un remarquable horizon (pluri)décamétrique associant marbres calcaires, gneiss à silicates calciques, quartzites et microconglomérats à quartz bleuté ; avec réserves, cet horizon carbonaté (1) se corrèlerait bien à l'horizon repère M6 de la série type, à la partie supérieure de la Formation de Tegurà, donc. Plus au Sud, du fait des complications tectoniques et de la rareté des faciès microconglomératiques caractéristiques, la reconnaissance de cette formation est plus difficile, sauf lorsqu'elle est clairement surmontée par le Membre moyen **kE2**. Dans le coin Nord-Est de la carte (Puyvalador, Clots de la Falguera), au Nord de la faille de Mérens, de part et d'autre du Capcir, les schistes formant le mur méridional du pluton de Quérigut sont probablement à rapporter à **kE1**, au vu des faciès et par continuité avec la feuille Prades, plutôt qu'à **kE3** comme indiqué sur la carte.

kE₂. Membre médian de la Formation d'Évol (= Formation de Lleret-Bayau). Ce terme correspond *grosso modo* au Membre (Formation) de Ransol, épais de 100-200 m, défini au Sud-Ouest du massif de l'Hospitalet (feuille Fontargente ; Zwart, 1979 ; Van den Eeckhout, 1986b ; Puech, 2006), et qui est caractérisé par des marbres calcaires gris-bleu (1), des schistes noirs ampélitiques (2) et des quartzites noirs, devenant blancs au sommet. Dans l'anticlinal de Font Viva, la Formation de Lleret-Bayau renferme localement un beau niveau décamétrique de marbres (1), comparable à celui (minéralisé que l'on observe plus à l'Ouest, à la mine de fer de Puymorens (feuille Fontargente). Vers l'Est (synclinal du Carlit, dont elle forme le cœur), elle est moins typique. Plus à l'Est encore (Nord et Ouest du Puig del Pam), les gneiss à silicates calciques en bancs minces et discontinus ne sont pas rares. À l'Est des gneiss de l'Hospitalet, les faciès caractéristiques manquent et il est possible que les grésopélites et quartzites clairs qui arment le revers Ouest de la longue crête Nord-Sud allant du Puig de Mortiers au Puig Peric appartiennent à kE₁ plutôt qu'à kE₂ ; il s'agirait alors de l'équivalent des *quartzites microconglomératiques du Pic du Sal* du Sud-Ouest du massif de l'Hospitalet (Van den Eeckhout, 1986a,b). On a attribué à la Formation de Lleret-Bayau la série schisteuse visible sur le revers Nord de l'anticlinal de l'Hospitalet, entre les failles du Pinet et de Mérens, même si localement elle peut ici être confondue avec les faciès calcschisteux siluro-dévonien. Par ailleurs, la Formation de Ransol pourrait renfermer des volcanites acides ; il est possible que les occurrences de **porphyroïdes** (notés λζ sur la carte) encaissés dans kE₂ au Sud du massif de l'Hospitalet (Est du Col de Puymorens, SE du Puig de Font Viva) pourraient représenter de telles volcanites, plutôt que des filons ordoviciens (cf. *infra*).

kE₃. Membre supérieur de la Formation d'Évol (= Formation d'Alins). Il s'agit d'un terme à dominante de (gréso)pélites, massives ou rubanées (« *ujuloïdes* »), claires à sombres, pouvant renfermer des niveaux épais de quartzites clairs à grain fin comparables aux *quartzites du Cap d'Entor* du Sud-Ouest de l'Hospitalet (Van den Eeckhout, 1986a,b), et très développés, par exemple, dans le secteur d'Envalira. On lui a notamment rapporté les masses schisteuses visibles en bordure Nord du pluton de Mont-Louis, par exemple à l'Est du Col de Puymorens où les schistes rubanés sont très développés, vers le Carlit, à l'Est du Puig del Pam, ainsi qu'à l'Est des gneiss de l'Hospitalet (crête de Mortiers). Dans le coin Nord-Est de la carte (Puyvalador, Clots de la Falguera), au Nord de la faille de Mérens, les schistes formant le mur méridional du pluton de Quérigat sont probablement à rapporter à kE₁ (cf. *supra*).

kV. Formation de Valcebollère. Il s'agit d'une formation, connue tout autour du massif du Canigou-Carança, typiquement bipartite, avec des calcaires et/ou des alternances pélitico-calcaires qui peuvent être épais (≥ 100 m), et/ou les surmontant, des pélites souvent très vertes avec ou sans nodules carbonatés ; le maximum de développement de cette formation est atteint au Sud-Ouest du Puigmal, de Valcebollère (feuille Saillagouse) jusqu'à la vallée de l'Estremera (Espagne) ; on peut considérer les pélites vertes comme des équivalents latéraux des schistes rubanés de la base de la Formation de Jujols. Sur la feuille Mont-

Louis, la Formation de Valcebollère a été reconnue à la base des schistes de Jujols *s.s.*, dans le synclinal de Camporells en particulier, mais avec des faciès qui ne sont pas toujours très caractéristiques (pélites claires plus ou moins verdâtres) ; au Puig de Terrers, elle renferme cependant des calcaires en nodules ou en bancs minces et discontinus (1).

kJ. Formation de Jujols. Elle est exclusivement formée d'une alternance milli- à centimétrique (schistes rubanés) de siltites à ciment plus ou moins carbonaté (ankéritique), riches en figures sédimentaires, clairs, à patine blanc jaunâtre, et d'argilites vert olive (riches en chlorite), en lits généralement plus épais que les siltites (*schistes de Jujols*). L'ensemble est particulièrement monotone, bien qu'à une échelle déca- à hectométrique on puisse noter une alternance d'horizons plus silteux ou plus pélitiques. Quelques rares et minces niveaux de quartzites gris s'intercalent dans ces argilo-siltites rubanées. La Formation de Jujols est bien développée et très caractéristique au Sud de la bande de Mérens, au cœur du synclinal hercynien tardif de Camporells, dans la vallée du Galbe et, de l'autre côté du Capcir, vers le Col de Sansa et bien sûr plus à l'Est sur la feuille Prades.

Selon M. Padel (2016), la Formation d'Alins serait équivalente, par passage latéral de faciès, à la Formation de Jujols, et corrélativement la Formation de Lleret-Bayau serait équivalente à la Formation de Valcebollère. Ce modèle lithostratigraphique – par ailleurs discutable – est très différent de celui utilisé pour les cartes des Pyrénées orientales, en particulier celle de Mont-Louis, plus anciennes.

ck. Formations sédimentaires d'âge paléozoïque supérieur et/ou inférieur en grandes enclaves dans les granodiorites méridionales du pluton de Quérigut. Les grands septa inclus dans le pluton de Quérigut sont formés de marbres calcaires (1), de schistes variés (2) et de minces bancs de grès et de conglomérats (3). Il est difficile de trancher sur l'âge de ces terrains métamorphiques qui, sur les feuilles voisines (Prades, Ax-les-Thermes, St-Paul-de-Fenouillet) sont plutôt attribués au Paléozoïque supérieur (Ordovicien supérieur, Dévonien), mais qui pourraient aussi être rattachés, *pro parte*, au Groupe de Jujols.

Âge de la série préhercynienne

Le Groupe de Canaveilles étant quasiment azoïque, son âge est seulement connu par la datation en U-Pb sur zircons des niveaux volcanosédimentaires (granulés) VS1 et VS2 des feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo ; ces âges, assez imprécis, sont de ~580-550 Ma pour VS1 et ~560-555 Ma, voire ~533 Ma, pour VS2 (Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Cocherie, inédit ; Padel, 2016). Le Groupe de Canaveilles peut donc être rapporté à l'Édiacarien supérieur (583-541 Ma ; Narbonne *et al.*, 2012) et est donc l'équivalent approximatif du Briovérien supérieur de Bretagne. Cette conclusion est renforcée par les âges de ~560-530 Ma (Édiacarien supérieur à

Cambrien basal) de quelques métagranites intrusifs très bas dans le Membre inférieur de la Formation de Canaveilles (feuilles Arles-sur-Tech et Argelès-sur-Mer–Cerbère ; massif du Cap de Creus). La Formation de Valcebollère, d'après de rares acritarches (feuille Céret), daterait d'un Cambrien inférieur élevé. Mais selon que la Formation de Terrades (feuille Arles-sur-Tech), bien datée de l'Ovétien supérieur d'après ses archéocyathes, est corrélée à la Formation de Lleret-Bayau ou à celle de Valcebollère, la Formation d'Évol peut être attribuée : (i) dans le premier cas, à l'ensemble du Cambrien inférieur et la Formation de Valcebollère au sommet du Cambrien inférieur ; (ii) dans le second cas, au seul Terreneuvien, la Formation de Valcebollère correspondant à la moitié supérieure du Cambrien inférieur (série 2). Le haut de la Formation de Jujols, quant à elle, renferme en Cerdagne (feuille Saillagouse) des acritarches qui permettent de l'attribuer au Cambrien supérieur ou plus probablement à l'Ordovicien inférieur (Casas et Palacios, 2012), et en Andorre des zircons détritiques d'âge ≥ 475 Ma (Margalef *et al.*, 2016) qui renforcent cette conclusion. Ces données, encore très fragmentaires, confortent les propositions basées sur les corrélations lithostratigraphiques avec les régions extrapyréniennes (Laumonier, 1988, 1996) et sont cohérentes avec les données les plus récentes sur la Montagne Noire (Alvaró *et al.*, 2014 ; Padel *et al.*, 2017 ; Fig. 4).

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 mieux datées des versants Nord et Sud de la Montagne Noire (Alvaro *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. de Rivernous (542-537 Ma ; Padel *et al.*, 2017), et les tufs de Sériès du sommet du Groupe de St-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 dans 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 ; notice Céret) ; (3) acritarches, haut des schistes de Jujols de Cerdagne (Cambrien supérieur ou Ordovicien inférieur (Casas et Palacios, 2012) ; ~475 Ma : plus jeunes zircons détritiques de la Fm. de Jujols (Margalef *et al.*, 2016). *N.-Da.* = Nemakit-Daldynien ; *Tomm.* = Tommotien ; *Atd.* = Atdabanien ; *Bot.* = Botomien ; *Toy.* = Toyonien ; *Fur.* = Furongien ; *Tr.* = Tremadoc ; *Fl.* = Floien. Âges absolus : IUGS Chronostratigraphic Chart, v2017/02.

Dans sa thèse, M. Padel (2016) a daté de 557±2 Ma (âge maximal du dépôt) les brèches (volcano)sédimentaires de Tregurà, au col de Finestrelles (feuille Saillagouse) ; mais d'autres brèches de la même formation seraient aussi jeunes que 533±6 Ma plus à l'Est (feuille Prats-de-Mollo). Ces datations confirment que la limite Édiacarien-Cambrien se situe bien au passage entre les Groupes de Canaveilles et de Jujols, même si les modalités précises de ce passage ne sont pas entièrement claires...

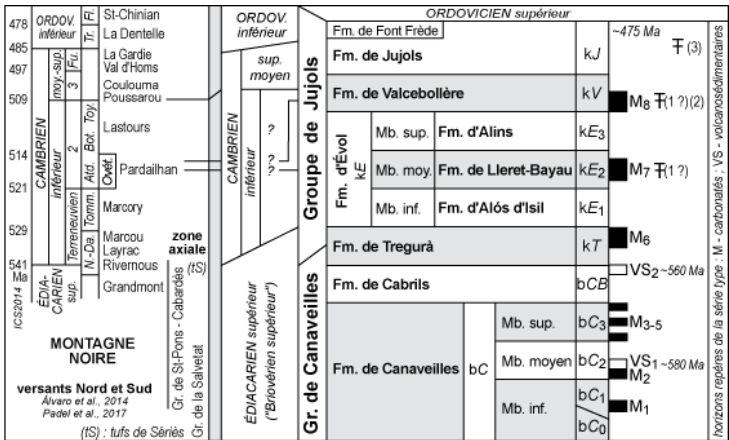


Fig. 4 - Corrélations entre les terrains préhercyniens des Pyrénées orientales et de la Montagne Noire.

Géochimie de la série préhercynienne

La série préhercynienne sur le pourtour du massif granitique de Quérigut et au voisinage des localités de Canaveilles et Jujols (Leterrier, 1972) a fait l'objet d'une étude géochimique qui confirme certaines grandes tendances déjà notées par G. Guitard (voir notice Prades). Privilégiant un regard synthétique, nous considérons ici l'ensemble des données disponibles sur les métasédiments des Groupes de Canaveilles et de Jujols formant l'enveloppe du massif du Canigou-Carança, et y avons donc ajouté les données acquises dans l'environnement du massif granitique de Costabonne (Le Guyader, 1982 ; van Marcke de Lummen, 1983 ; Baetens, 1989), dans le massif des Aspres (Polizzi, 1990) et dans la vallée de la Têt et le massif du Canigou (Guitard *et al.*, 1998). Le jeu de données comprend près de 200 analyses mais porte pour l'essentiel sur les éléments majeurs. À cela s'ajoutent quelques données sur les éléments traces (Le Guyader, 1982 ; Polizzi, 1990) ainsi que quelques données isotopiques Sm-Nd (Simien, 1998).

Dans la région située au Sud du massif de Quérigut (feuilles Mont-Louis et Prades), trois ensembles se distinguent dans le Groupe de Canaveilles sur un diagramme K_2O - MgO - Na_2O (Fig. 5a) :

- (i) des schistes noirs se démarquant par une teneur plus importante en silice ($SiO_2 > 60\%$ contre $< 58\%$), un caractère plus potassique, des teneurs en CaO faibles ($< 0,5\%$) et une perte au feu importante (12 %) liée à l'abondance de matière organique ;
- (ii) un ensemble alumineux, ferromagnésien ($Al_2O_3 > 19\%$, $FeO_{tot.} > 6\%$, $MgO \approx 3\%$) et plus sodique que les shales ; les échantillons semblent dessiner une tendance partant des grauweekes vers un pôle plus riche en illite traduisant une alternance entre sédiments grossiers à caractère grauweekeux et fins à caractère argileux ;
- (iii) un troisième lot se distinguant en particulier par sa pauvreté en alumine ($Al_2O_3 < 15\%$) et sa richesse en silice ($SiO_2 > 67\%$), indiquant une charge quartzreuse et feldspathique plus importante, au détriment des minéraux argileux.

Dans la région du massif de Costabonne (feuille Prats-de-Mollo), E. Baetens (1989) distingue des grésopélites et des faciès volcanosédimentaires formant l'essentiel du Groupe de Canaveilles, et accessoirement des roches à silicates calciques, des faciès conglomératiques et des leptynites. À cette liste doivent être ajoutés les niveaux de marbres. Dans le diagramme K_2O - MgO - Na_2O (Fig. 5a) deux groupes peuvent être distingués dans les faciès silicoclastiques :

- (i) le premier groupe bien individualisé et correspondant aux faciès volcanosédimentaires (granulés) se situe dans le champ des grauweekes, mais avec une dérive vers le domaine des shales, indiquant que même si leur source est volcanique, ces roches ont subi un remaniement sédimentaire ;

- (ii) le second groupe très dispersé et correspondant aux faciès grésopélitiques, avec deux pôles : l'un clairement pélitique est situé dans le champ des shales mais avec une dérive vers les arkoses (niveaux gréseux) et les grauwackes, l'autre moins évolué est localisé dans le domaine des grauwackes et le long de la dorsale des roches ignées, indiquant qu'il s'agit d'un ensemble mixte résultant probablement du mélange d'un fond sédimentaire silicoclastique et d'apports d'origine volcanique plus ou moins remaniés.

Les données provenant de la vallée de la Têt et du massif du Canigou (Balatg), se superposent aux précédentes, montrant un enracinement dans le domaine des shales, mais affichant également une double dérive, vers le domaine des grauwackes et vers le domaine des arkoses.

Il apparaît donc au total que le Groupe de Canaveilles résulte d'une sédimentation détritique constituée d'une alternance de pélites et grésopélites, à laquelle se superposent des apports (grauwackes) très vraisemblablement liés au remaniement de produits volcaniques (tuffites, microgranulés, granulés et tufs), en bon accord avec la présence d'une activité volcanique importante identifiée plus particulièrement à deux niveaux de la série (VS1 et VS2).

À cette dominante silicoclastique, se superpose, dans la Formation de Canaveilles, une sédimentation carbonatée représentée par les différents niveaux de marbre et roches à silicates calciques. Il n'y a pas de données chimiques disponibles pour la feuille Mont-Louis, mais uniquement pour les feuilles Prades (vallée de la Têt et fenêtre de Balatg) et Prats-de-Mollo (Costabonne). Le lecteur est donc invité à se reporter aux notices correspondantes.

Le Groupe de Jujols forme un ensemble chimiquement assez homogène centré sur le domaine des shales (Fig. 5b) comme le montrent les échantillons prélevés au Sud du massif de Quérigut sur les feuilles Mont-Louis et Prades, dans les Aspres et au voisinage du massif de Costabonne. Il est à noter que l'étirement du nuage de points parallèlement au côté K_2O - MgO pourrait résulter d'une dispersion entre un pôle pélitique et un pôle gréseux, se traduisant par des teneurs en silice, alumine et fer élevées mais variables ($57,4 \leq SiO_2 \leq 67,5$ %, $15,0 \leq Al_2O_3 \leq 21,3$ %, $6,1 < FeO_{tot.} < 7,3$ %). Les teneurs en chaux sont toujours très faibles ($CaO \leq 0,33$ %). À cet ensemble s'ajoutent des grès et des conglomérats dont la position est décalée vers le joint K_2O - MgO à l'exception d'un échantillon plus sodique, cela pouvant traduire la présence, outre de minéraux argileux de type illite, d'une charge feldspathique (feldspath potassique ou plagioclase). Le Groupe de Jujols se distingue donc clairement de celui de Canaveilles par la disparition de la composante volcanique. La seule exception notable correspond aux micaschistes de Puyvalador situés entre le massif granitique de Quérigut et la faille de Mérens, et attribués à la formation d'Évol. En effet, si ces schistes s'enracinent dans le domaine compositionnel du Groupe de Jujols, ils s'en écartent par une nette dérive vers le champ des

grauwackes. Ce caractère distinctif pourrait suggérer un apport local impliquant de possibles formations volcaniques remaniées ou une attribution lithostratigraphique erronée.

Dans une large mesure, la géochimie reflète les caractères pétrographiques des roches, déjà perceptibles sur le terrain. La composition des Groupes de Canaveilles et de Jujols peut donc se modéliser par un mélange de trois sources en proportions variables : (i) une source nettement volcanosédimentaire, bien exprimée dans le Groupe de Canaveilles en lien avec le volcanisme mafique à felsique bien identifié dans cette série ; (ii) une source terrigène, évoluée, constituant l'essentiel des deux séries ; et (iii) une source carbonatée, d'origine biochimique, qui peut s'ajouter au fond de sédimentation grésopélitique (roches à silicates calciques, calcschistes) ou s'y substituer donnant naissance à des niveaux de marbre parfaitement individualisés et très purs. La coupure entre les Groupes de Canaveilles et de Jujols correspond donc, entre autres, à une modification des sources, en particulier la disparition de la source volcanique.

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

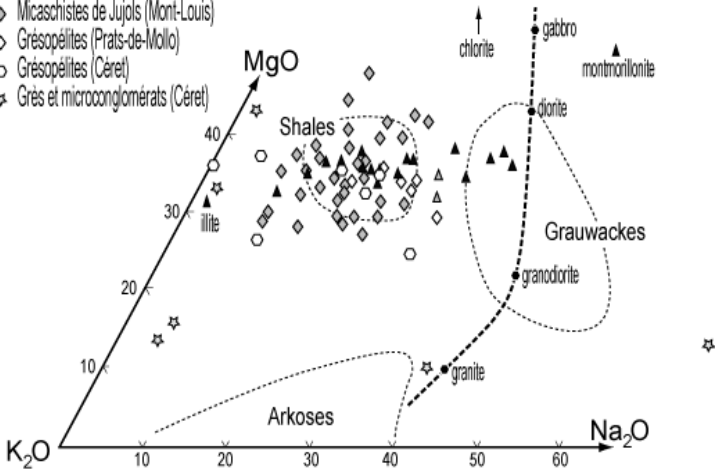
GRANITOÏDES DE L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR

Les orthogneiss métagranitiques affleurent largement sur la feuille Mont-Louis. Ils forment quatre ensembles majeurs :

- la terminaison occidentale des gneiss de Carança au Sud-Est ;
- la lame des gneiss d'Eyne-Planès (et Fontpédrouse, sur la feuille Prades) ;
- les gneiss de Mont-Louis (boutonnière de la Bollosa), sous le pluton granitique de Mont-Louis au centre-Est ;
- la moitié orientale des gneiss de l'Hospitalet dans le quart Nord-Ouest de la feuille.

(b) GROUPE de JUJOLS

- ▲ Micaschistes de Puyvalador (Mont-Louis)
- ◆ Micaschistes de Jujols (Mont-Louis)
- ◇ Grésopélites (Prats-de-Mollo)
- Grésopélites (Céret)
- ☆ Grès et microconglomérats (Céret)



(a) GROUPE de CANAVEILLES

- Volcano-sédimentaire (Prats)
- Grésopélites (Prats)
- ★ Conglomérats (Prats)
- Leptynites (Prats)
- Grésopélites (Mont-Louis)
- Schistes noirs (Mont-Louis)
- Grésopélites (Prades)
- ◆ Micaschistes (Céret)

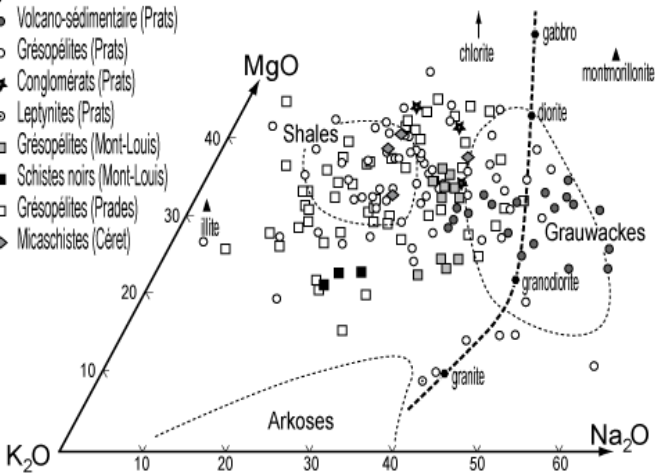


Fig. 5 - Diagramme chimico-minéralogique K₂O-MgO-Na₂O pour les schistes de Canaveilles, Jujols et Puyvalador (données de Leterrier, 1972 ; Van Marcke de Lumen, 1983 ; Baetens, 1989 ; Polizzi, 1990 ; Guitard *et al.*, 1998).

Ces orthogneiss sont aujourd'hui interprétés comme dérivant de laccolites d'âge ordovicien inférieur-moyen intrusifs dans la série préhercynienne, leur toit se plaçant à différents niveaux de la série selon les massifs : Membre inférieur de la Formation de Canaveilles dans le massif de Carança ; Formation de Cabrils pour les gneiss d'Eyne-Planès et dans le massif de Mont-Louis ; Formation d'Alós d'Isil dans le massif de l'Hospitalet. (On ne peut plus interpréter ce dispositif comme résultant d'une transgression d'une couverture sédimentaire sur un socle granitique, comme proposé par G. Guitard *et al.*, 1984.) Le plancher de ces métagranites n'est jamais visible, mais l'épaisseur des orthogneiss de l'Hospitalet est estimée à environ 2 500 m (Van den Eeckhout, 1986a). Comme l'ont montré M. Fonteilles et G. Guitard (1988), les orthogneiss de l'Hospitalet ne diffèrent pas chimiquement de ceux du massif Canigou-Carança. (*Il convient de noter que certaines descriptions des faciès présentées ci-dessous diffèrent de celles de la légende de la carte elle-même, en raison du décalage d'une douzaine d'années existant entre la publication de la carte et celle de la notice explicative.*)

Description

$\lambda\gamma$. **Porphyroïdes**. Faciès felsiques à texture porphyroïde encaissés dans le Membre médian de la formation d'Evol (kE2), notamment au Nord-Est de Porté-Puymorens et au Sud-Ouest du Puig de Font Viva. Les données disponibles ne permettent pas de leur attribuer une origine précise : soit il s'agit bien de filons (sills) ordoviciens (hypothèse retenue sur la carte), soit il s'agit de niveaux volcaniques cambriens (cf. *supra*).

$\omicron\zeta\gamma$. **Orthogneiss œillés indifférenciés**. Ces roches s'observent au cœur du dôme de la Bollosa où elles forment le plancher gneissique du pluton granitique de Mont-Louis. Il s'agit de gneiss dont le caractère très anatectique ne permet pas de reconnaître les différents protolites gneissiques. De plus ils sont souvent mélangés à du granite non porphyroïde hétérogène.

$\lambda\omicron\zeta$. **Leptynites et orthogneiss œillés fins à biotite**. Ce sont des gneiss lités constitués d'une alternance de gneiss œillé (métagranite porphyroïde à biotite), de leptynite (métamonzogranite fin à biotite) et de leucogneiss (métagranite fin alumineux). Ces faciès sont reconnus du Cambre d'Aze au Bosc d'El Quer à l'interface entre gneiss grossier à biotite ($\zeta^1\gamma^3$) et micaschistes surincombants.

$\lambda^1\gamma^{AL}$. **Orthogneiss leptynitiques à biotite et muscovite (ou sillimanite)**. Il s'agit de métalucogranites alumineux à biotite et muscovite, accompagnés localement de grenat et sillimanite. Ces roches se rencontrent dans le massif de l'Hospitalet où elles forment notamment une grande bande d'extension plurikilométrique orientée Nord-Nord-Est / Sud-Sud-Ouest dans la vallée de l'Arrière, au niveau de l'Hospitalet-près-l'Andorre.

$\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss grossiers peu ou pas œillés à biotite±muscovite.**

Considérés comme équivalents des gneiss G1 du Canigou, ces gneiss se placent sur le pourtour des gneiss œillés grossiers à l'interface avec les métasédiments, soit la Formation de Canaveilles dans le cas du massif de Carança au Sud-Est, soit la Formation d'Évol dans le cas du dôme de l'Hospitalet au Nord-Ouest. Dans le massif de l'Hospitalet, ils correspondent à des gneiss leucocrates à grain fin ou moyen et s'observent sur une épaisseur pouvant atteindre une centaine de mètres. Selon B. van den Eeckhout (1986a), ils montrent des variations entre un faciès porphyroïde micacé avec des yeux de quartz et feldspath et un faciès dans lequel les yeux disparaissent en s'approchant du contact avec les métasédiments. Dans la partie supérieure, ces gneiss montrent un rubanement parallèle au contact mais sur lequel la foliation est oblique (par exemple à l'Ouest sur la feuille Fontargente). Ces faciès s'observent également sous forme d'un sill d'épaisseur décamétrique encaissé dans les marbres du Cambre d'Aze. Il s'agirait de métaleucogranites.

$\sigma\zeta\gamma^3_b$. **Orthogneiss œillés grossiers à biotite.**

Ces roches quartzofeldspathiques correspondent aux gneiss G2 du massif du Canigou-Carança et aux gneiss de Riète dans les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet. Ils ont globalement une composition de monzogranite à biotite et sont constitués de quartz, microcline, plagioclase (An10-25) et biotite ; les accessoires sont le zircon, la titanite et l'apatite. Ces gneiss, localement anatectiques, sont caractérisés par une foliation pénétrative et ont un grain de taille moyenne à grossière ; ils présentent une structure amygdalaire ou œillée. Les amygdales sont des agrégats quartzofeldspathiques de longueur centimétrique. Les yeux correspondent à des porphyroclastes de feldspath-K (généralement du microcline) de taille pluricentimétrique (2 à 10 cm) et présentant localement des inclusions de biotite en disposition concentrique mimant d'anciennes zones de croissance ; ils sont généralement perthitiques et assez souvent auréolés d'une couronne de plagioclase (texture rapakivi) ; ils sont interprétés comme d'anciens phénocristaux moulés par la foliation. La muscovite peut être présente comme minéral secondaire. Ces gneiss peuvent contenir des lentilles ou des *schlieren* à grain fin et riches en biotite considérés comme d'anciennes enclaves microgrenues mafiques ou des reste d'un litage magmatique.

$\sigma\zeta\gamma^{3-4}$. **Orthogneiss œillés grossiers sombres à biotite et enclaves basiques.**

Ils forment des masses assez importantes dans le massif de l'Hospitalet, notamment au Sud de Mérens-les-Vals. Ils sont considérés comme équivalents aux gneiss G3 du massif Canigou-Carança. Ce sont des gneiss sombres riches en biotite, soit encore proches des gneiss G2 avec de grands porphyroclastes de feldspath-K inégalement distribués, soit correspondant à des gneiss homogènes très biotitiques, localement riches en enclaves sombres et à grain fin.

$\delta\eta$. **Orthoamphibolite (métadiorite).** De rares passées mafiques ou intermédiaires s'observent sous forme d'amphibolite dans les orthogneiss.

Âge du plutonisme ordovicien

Selon G. Guitard (1970) et G. Guitard *et al.* (1996, 1998), les orthogneiss métagranitiques du Canigou-Carança et du Roc de France dériveraient d'un vieux socle granitique cadomien (~ 580 Ma) sur lequel se serait déposée en discordance majeure la série de Canaveilles, cambrienne. Cependant, dans ces massifs (feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech), les métagranites ont été datés en U-Pb sur zircons de 477-470 Ma environ (Ordovicien inférieur, Arénigien supérieur ; Floien-Dapingien dans la terminologie actuelle), âges incompatibles avec ce modèle (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Liesa *et al.*, 2011).

Sur la feuille Mont-Louis, un orthogneiss œillé grossier du massif de l'Hospitalet prélevé au Sud-Ouest de Mérens-les-Vals a été daté de 472±2 Ma, de même qu'un orthogneiss du massif de l'Aston prélevé juste au Nord de Mérens-les-Vals (feuille Ax-les-Thermes) a fourni un âge identique de 470±6 Ma (Denèle *et al.*, 2009a). En conséquence, les métagranites de la feuille Mont-Louis, comme ceux de l'Aston, du Canigou et du Roc de France, doivent être interprétés comme des intrusions – des laccolites – mis en place à l'Ordovicien inférieur-moyen dans le Groupe de Canaveilles, édiacarien, ou juste au-dessus. Cette conclusion est renforcée par un âge de 467±2 Ma obtenu sur l'orthogneiss de Riete, dans le massif de l'Aston, bien qu'un autre gneiss, l'orthogneiss de Laparan dans le Sud du massif, ait fourni un âge de 545±3 Ma, proche de la limite Édiacarien-Cambrien (Mezger et Gerdes, 2016).

Géochimie du plutonisme ordovicien

Nous ne présenterons ici qu'un bref résumé des caractéristiques géochimiques du plutonisme ordovicien. Une approche plus complète est donnée dans la notice Prats-de-Mollo. La géochimie des orthogneiss métagranitiques du massif du Canigou-Carança reste encore imparfaitement connue, les données disponibles concernant essentiellement les éléments majeurs, auxquels s'ajoutent quelques analyses d'éléments traces et isotopiques.

Les orthogneiss du massif du Canigou-Carança sont typiquement hyperalumineux avec un index de saturation en aluminium ($Al/[Ca-1,67P+Na+K]$) compris entre 1,06 et 1,74, sans différence notable entre les différents types de gneiss. Les trois familles de gneiss se distinguent par des teneurs en SiO_2 croissantes des gneiss G3 aux gneiss G1 de type La Preste, en passant par les gneiss G2 et les gneiss G1 de type Carança. Les teneurs en CaO , Na_2O et K_2O témoignent d'un caractère calcoalcalin riche en potassium, avec une tendance alcalicalcique pour les gneiss G2. Le rapport $FeO_{tot} / (FeO_{tot} + MgO)$ indique que la plupart des orthogneiss ont un chimisme ferrifère marqué, notamment pour les gneiss G1 et G2. Les teneurs en terres rares déterminées sur un gneiss G2 de Mantet montrent un spectre fractionné ($[La/Yb]_N = 6,9$) avec une forte anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,5$) ainsi que des terres rares

lourdes abondantes ($[Yb]_N = 20$) et peu fractionnées ($[Gd/Yb]_N = 1,5$). Le spectre multiélémentaire normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montre un fort enrichissement en éléments lithophiles et des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, P et Ti.

Les quelques données isotopiques disponibles Rb-Sr (Vitrac-Michard et Allègre, 1975) et Sm-Nd (Ben Othman *et al.*, 1984), recalculées à 475 Ma, âge présumé de mise en place des méta-granites (cf. *supra*), montrent des rapports isotopiques initiaux du Sr compris entre 0,708 et 0,714, et une valeur de $\epsilon Nd(t)$ de -5,1, indiquant la prépondérance d'une source crustale dans la genèse des magmas parents. La typologie des zircons (Cocherie *et al.*, 2005) suggère la coexistence de deux lignées au sein des gneiss G2, l'une de type I, l'autre de type S, ainsi qu'une origine par anatexis crustale pour les gneiss G1. Les données de géochronologie U-Pb sur zircon confirment cette contribution crustale avec des âges hérités cadomiens, voire plus anciens (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005). Par ailleurs, 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, sur la feuille Prades ; Guitard, 1970) indique une participation significative du manteau à la genèse de ces granites.

Les orthogneiss G1, G2 et G3 du massif du Canigou-Carança, les orthogneiss de Casemi dans le même massif (Navidad *et al.*, 2010) et les orthogneiss des massifs de l'Aston, de l'Hospitalet et du Saint-Barthélémy (Fontailles et Guitard, 1988) présentent des caractéristiques chimiques très semblables. On peut considérer que tous ces méta-granites témoignent d'un volumineux plutonisme acide, impliquant à la fois le manteau et la refusion de terrains plus anciens d'âge néoprotérozoïque, voire paléoprotérozoïque.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES HERCINIENNES (= *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR*)

Le Paléozoïque supérieur *sensu* Cavet (1957) regroupe les terrains souvent très fossilifères de l'Ordovicien supérieur, du Siluro-Dévonien et du Carbonifère inférieur, ce dernier étant toutefois inconnu sur la feuille Mont-Louis. Le Paléozoïque supérieur forme une bande étroite (0-500 m) limitée au Nord par la faille de Mérens ; au-delà du Capcir, vers l'Est, cette bande s'élargit et prend le nom de Synclinal de Villefranche-de-Conflent (feuille Prades). P. Cavet (1957) en a fourni une étude détaillée. Dans la vallée du Galbe, le Paléozoïque supérieur semble en contact normal vers le Sud avec les schistes de Jujols ; au-delà, vers l'Ouest, de la vallée de l'Oriège à l'Étang de Naguilles, le contact est tectonique. Par analogie avec le synclinal de Villefranche (Laumonier, 2016), on peut distinguer un ensemble inférieur « autochtone » et un ensemble supérieur « allochtone ».

Unité autochtone

05-6. **Ordovicien supérieur.** Il est formé de schistes se présentant souvent sous le faciès typique des *schistes troués* (Grauwacke à *Orthis*), fossilifères ; le fossile caractéristique en est le brachiopode *Nicolella (Orthis) actoniae*, ce qui atteste, comme ailleurs dans les Pyrénées, de l'âge ashgillien de ce terme. Ils sont précédés, très localement, de conglomérats à petits galets (1) qui doivent être l'équivalent du classique Conglomérat du Caradoc formant la base de l'Ordovicien supérieur (cf. feuille Prades).

s1-4. **Silurien.** Il s'agit de schistes noirs (ampélites) renfermant, rarement, des graptolithes (*Monograptus* sp.).

s-d3 (s-d1 aurait été une notation plus appropriée). **Silurien « supérieur » et base du Dévonien.** Cet ensemble (*Gothlando-Dévonien* de P. Cavet, 1957) est formé de shales carbonatés (calcschistes encrinétiques), de calcaires gris en plaquettes, de schistes noirs ou versicolores et de rares phanites. Il est probablement encore silurien, pour l'essentiel.

Unité allochtone

da. **Dévonien.** Cet ensemble calcaro-dolomitique, massif, forme la majeure partie de la bande de Mérens. Il est parfois possible de reconnaître certains faciès caractéristiques du Dévonien du Synclinal de Villefranche : calcaires à chailles (notés d3) du Dévonien moyen (Eifélien *s.l.* probable), rares calcaires *flammés* (ou *marbre de Villefranche*) du Givétien-Frasnien (non cartographiés), et même calcaires *griottes* (d7) du Famennien, mais ici sans goniatites.

ROCHES MAGMATIQUES DES PLUTONS DE MONT-LOUIS-ANDORRE ET DE QUÉRIGUT

Généralités

Le plutonisme hercynien finicarbonifère est largement développé sur la feuille Mont-Louis. Selon la terminologie classique, le très grand pluton de Mont-Louis-Andorre est constitué par le *pluton de Mont-Louis*, qui occupe le centre-Sud de la carte et dont l'extrémité orientale se trouve sur la feuille Prades, et plus à l'Ouest, au-delà de la faille de Meranges, par le *pluton d'Andorre* (feuille Fontargente pour la partie française). Seule la bordure sud-occidentale du *pluton de Quérigut* affleure sur la feuille Mont-Louis, au Nord de la faille de Mérens (voir feuilles Ax-les-Thermes, Saint-Paul-de-Fenouillet et Prades). Ces plutons appartiennent aux « *massifs supérieurs* » tels que définis par A. Autran *et al.* (1970), et qui ont comme particularités communes d'avoir leur partie sommitale située dans le Paléozoïque anchimétamorphique, d'être des massifs composites de chimisme calco-alcalin, et d'être constitués pour

l'essentiel de granodiorites à hornblende-biotite et de granites à biotite dans lesquels les corps et enclaves mafiques sont très fréquents (diorite, gabbro, cortlandite). Enfin, quelques petits corps ou filons leucogranitiques apparaissent dans les massifs de la Carança (voir feuille Prades), de Mont-Louis surtout et aussi de l'Hospitalet.

Le pluton de Mont-Louis-Andorre couvre une surface d'environ 660 km² et occupe une partie importante de la feuille Mont-Louis. Il s'étend sur 55 km de long selon une direction N080°E en France, Andorre et Espagne, pour une largeur de 6 à 15 km environ. Plus précisément, on peut définir trois massifs de dimensions comparables et deux zones de faille et/ou de mylonites les séparant. D'Est en Ouest, on distingue ainsi (voir Fig. 9 et *Schéma structural*) :

- le **massif de Mont-Louis** (20 x 15 km), centré sur les gneiss de Mont-Louis et s'étendant jusqu'aux gneiss d'Eyne-Fontpédrouse ; il se prolonge vers l'E par la lame de Llar puis par la lame de Thuès (feuille Prades) ;
- la zone de faille de Via-Targassonne ;
- le **massif du Carol** (15 x 8 km), traversé par la vallée du Carol ;
- la faille de Meranges ;
- le **massif d'Andorre** (12 x 15 km), entièrement situé en Cerdagne espagnole et en Andorre.

On reconnaît d'autre part quatre unités magmatiques (Autran, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Guitard *et al.*, 1998), qui sont, de la plus ancienne à la plus récente et, en première approximation, de la base au sommet et d'Est en Ouest :

- l'**unité 1**, formée de dykes et de sills de monzogranites (**granite des Avellans**) et de granodiorites à biotite injectés dans les orthogneiss de Mont-Louis et d'Eyne-Fontpédrouse, et dans les micaschistes de la formation de Cabrils susjacentes ;
- l'**unité 2**, constituée principalement de tonalites et de granodiorites à biotite-hornblende (**granodiorite de Mont-Louis**), formant la majeure partie du massif de Mont-Louis ;
- l'**unité 3**, faite de monzogranites à biotite (**granite de Carol**) et de granodiorites à biotite±hornblende, constituant l'essentiel des massifs du Carol et d'Andorre ;
- l'**unité 4**, sous forme de mégafilons de granite et leucogranite à biotite-muscovite (**granite de Font-Romeu**) très tardifs recoupant les unités 2 et 3.

On verra (cf. paragraphe *Évolution hercynienne* et Fig. 9) que le pluton de Mont-Louis-Andorre est composite et qu'il est en réalité constitué de deux entités plutoniques diachrones séparées par l'**accident de Via-Targassonne** :

– à l'Est, le **pluton de Mont-Louis s.s.**, principalement constitué par les unités 1 et 2, le plus ancien, mais dont le lobe oriental qui le termine au Nord-Est est plus récent ;

– au centre et à l'Ouest, le **pluton d'Andorre-Carol**, formé par l'unité 3, plus récent.

Le **mégafilon de Font-Romeu** recoupe ces deux plutons.

Les massifs de Mont-Louis et du Carol, seuls concernés ici, sont remarquables de deux points de vue au moins :

– la diversité de leurs faciès pétrographiques, allant de roches mafiques (gabbro-diorites) jusqu'à des leucogranites en passant par des tonalites, des granodiorites et des monzogranites ;

– la structure laccolitique du massif de Mont-Louis, rendue parfaitement visible par le fait qu'il enveloppe le dôme gneissique hercynien tardif de Mont-Louis, ce qui donne accès dans la boutonnière de la Bollosa à son mur (plancher), mur que l'on retrouve plus au Sud-Est dans le secteur Eyne-Planès ; le toit est visible au Nord et au bord oriental (feuille Prades).

La partie méridionale du pluton de Quérigut, assimilable aux unités 2 et 3 du pluton de Mont-Louis, se distingue du reste de ce pluton (voir feuille Ax-les-Thermes) par son extrême hétérogénéité liée à la présence d'abondants *septa* métasédimentaires de taille métrique à kilométrique, ainsi qu'à la richesse en roches mafiques formant des figures de mélange magmatiques remarquables (Marre, 1973, 1992), et par son caractère très folié largement lié à l'intense mylonitisation qui l'affecte à proximité de la faille de Mérens.

La structure détaillée des plutons, leur mise en place et leurs relations avec les déformations hercyniennes tardives et le métamorphisme hercynien sont développées dans le chapitre *Évolutions géologiques*.

Intrusions des laccolites et filons initiaux (unité 1) dans les gneiss de Fontpédrouse et des Bouillouses (Mont-Louis)

Cette première unité constituée de monzogranite et de granodiorite à biotite forme la base du pluton de Mont-Louis. Elle se distingue des autres unités par un gisement en sills épais conformes sur la foliation des orthogneiss encaissants, faiblement pentée, et qui sont reliés entre eux par des filons sécants. La présence de la biotite comme seul minéral ferromagnésien et un caractère plus alumineux et moins mafique la différencie de l'unité 2.

¹_γ³AL. **Monzogranite très planaire à biotite, dit des Avellans, très pauvre en enclaves basiques ou en restites.** Ce monzogranite s'est mis en place sous forme de sills décamétriques dans les orthogneiss migmatitiques

de Mont-Louis. Il est généralement folié et a été considéré par A. Autran *et al.* (1970) comme synchrone de l'anatexie.

¹ γ^4_b . **Granodiorite à biotite.** Ce faciès forme un ensemble de feuillets soulignant la base du laccolite de Mont-Louis. Il apparaît notamment dans le dôme de Mont-Louis et au Sud-Est de la carte à proximité de Mont-Louis et de la Cabanasse où il forme des sills épais dans la Formation de Cabrils, ainsi que dans les gneiss d'Eyne-Fontpédrouse (feuille Prades surtout). Ce faciès apparaît également à la bordure externe du pluton de Quérigut et à la base du laccolite de Llar (feuille Prades). Il s'agit d'un faciès sombre à biotite (hornblende rare), plagioclase (An>35, antiperthitique), microcline, quartz, titanite et ilménite, dans lequel les enclaves microgenues mafiques sont peu abondantes.

Intrusions de l'unité 2 : granodiorite de Mont-Louis, tonalite orientale et unité externe du Quérigut

L'unité 2 du massif de Mont-Louis est dans son ensemble plus mafique que la précédente et se distingue par la présence fréquente de la hornblende en plus de la biotite, et par l'abondance des corps et enclaves de roches mafiques. Dans l'unité méridionale du massif de Quérigut, les roches variant entre monzogranite et tonalite sont foliées en liaison avec une importante mylonitisation. L'abondance des *septa* métasédimentaires (marbres, schistes, etc.) est notable dans la partie méridionale du pluton de Quérigut. L'importance des formations gabbro-dioritiques est également à souligner, ces roches présentant des gisements variés allant de la masse de taille kilométrique à l'enclave décimétrique baignant dans une matrice granitique. Pétrographiquement parlant, les faciès constituant les gabbros-diorites sont très semblables et ont donc été, pour la majeure partie d'entre eux, regroupés dans les mêmes caissons.

² θ , θ . **Gabbros à hornblende brune, parfois noritiques. (1) Cumulat à olivine.** ² η , η . **Diorites à hornblende verte (et biotite).** Ce sont des roches vert sombre montrant des figures de mélanges magmatiques et considérées comme synchrones des magmas granitiques. Elles se présentent généralement sous forme d'enclaves ovoïdes ou anguleuses, voire en flammèches ; le contact entre enclave et matrice granitique peut être franc ou progressif. Elles sont à grain fin à moyen, mais localement à grain grossier pour certains gabbros, ou même présentent des faciès pegmatoïdes à grands cristaux de hornblende et plagioclase. L'orientation des cristaux est comparable à celle observée dans la matrice granodioritique indiquant une déformation synmagmatique synchrone de celle des granites encaissants (voir, par exemple, Pons, 1970 ; Marre, 1973). Les faciès les plus fréquents ont une composition de diorite plus ou moins quartzifère. Ce sont des roches hétérogènes par la teneur en plagioclase et quartz ainsi que par les proportions relatives et la composition de la hornblende et de la biotite. Les gabbros sont généralement à clinopyroxène mais certains filons peuvent contenir de l'orthopyroxène. Il existe très

localement des masses de roches ultramafiques (amphibololites, pyroxéno-amphibololites, cortlandites) ; leur texture est grenue, largement cristallisée, et ils sont considérés comme ayant valeur de cumulats.

$2\gamma^5\theta\eta$. **Feuillets épais de leucotonalites hétérogènes formant la matrice d'abondantes enclaves étirées de gabbro-diorites.** $2\gamma^{4-3}_b$. **Granodiorite à biotite de bordure.** Ces faciès sont caractéristiques de la bordure méridionale du massif de Quérigut et se distinguent par l'abondance du matériel mafique sous forme d'enclaves de taille très variable et dont l'orientation est conforme avec la foliation de la matrice granitique. Les relations entre les faciès mafiques et acides ont fait l'objet d'une étude détaillée par J. Marre (1973). Ce sont des roches à biotite dominante dans lesquelles la hornblende peut être présente en faible quantité.

$2\gamma^5$, $2\gamma^{4-5}$. **Tonalite et granodiorite à biotite et hornblende.** Ces faciès, les plus mafiques des granitoïdes, se localisent au Sud, au plancher du pluton de Mont-Louis, où ils sont en position très proche de l'horizontale, et au Nord où ils sont plus verticalisés ; ils forment la majeure partie du lobe oriental (ils sont notés γ^4 sur la feuille Prades) mais le cœur de ce lobe montre des granodiorites à biotite plus claires comparables à – et peut-être synchrones de – celles ($3\gamma^4$) de l'unité 3. Ils forment également une part importante de la bordure Sud du pluton de Quérigut ainsi que les bordures Nord et Sud du massif du Carol. Il s'agit de roches dont le grain excède le demi-centimètre et dont les structures planaires et linéaires sont d'autant mieux visibles que la proportion de minéraux ferromagnésiens est importante. Ils sont riches en corps et enclaves mafiques de toute taille, du simple agrégat centimétrique au corps de taille décamétrique, en passant par les classiques enclaves dont la forme peut être en galette ou en cigare. Ils sont constitués de quartz (15-30 % vol.), plagioclase dominant (30-50 %) zoné (cœur An52-54, bordure An30-45) et antiperthitique, feldspath potassique (7-20 %), biotite (9-22 %), hornblende actinolitique (0.5-30 %) et, comme accessoires, apatite, zircon, allanite frangée de clinozoïzite, ilménite et titanite.

$2\gamma^4_b$. **Granodiorite et granite monzonitique à biotite.** Il s'agit de filons de granite leucocrate, tardifs par rapport aux faciès de l'unité 2 et formant un essaim dans la partie orientale du pluton au lieu dit Pica Bastard, au Sud-Est de Matemale.

Intrusions de l'unité 3 : monzogranite occidental de Mont-Louis (Carol) et unité interne du Quérigut

L'unité 3 du massif de Mont-Louis recoupe les deux unités précédentes et forme la partie occidentale du pluton (massif du Carol). Elle est constituée principalement de granodiorites claires à biotite et de monzogranites à biotite porphyroïdes ou non. Elle est bordée par des granodiorites sombres à biotite et hornblende contenant localement des accumulations d'enclaves mafiques. Cette

unité se prolonge vers l'Ouest dans le massif d'Andorre (feuilles Fontargente et Cerdanya) où elle est constituée principalement de granodiorites à biotite accompagnées localement de granodiorites à biotite et hornblende, de granites à biotite, d'aplites et d'enclaves microgrenues mafiques (Soler et Enrique, 1989).

${}^3\gamma^4$. **Granodiorite à grain fin à biotite et hornblende.** Cette granodiorite à grain fin affleure en un sill épais dans la partie ouest du pluton à l'Est du Pic de Comau (Sud de Porta).

${}^3\gamma^3$, γ^3 . **Monzogranite à biotite localement à phénocristaux de feldspath potassique peu abondants.** ${}^p\gamma^3$, ${}^p\gamma^3$. **Monzogranite porphyroïde à biotite.** Ces faciès monzogranitiques, porphyroïdes ou non, sont intrusifs dans l'unité 2 du pluton de Mont-Louis et forment l'essentiel du massif de Carol et d'Andorre. Sur la feuille Mont-Louis, ils présentent une structure monoclinale marquée par la foliation (avec des pendages N plus forts au Nord qu'au Sud) et contiennent localement des panneaux de granites plus anciens (Est de Carol). Ils se prolongent vers l'Ouest sur la feuille Fontargente (où ils sont notés γ^4_b ; à noter que le faciès γ^4_{hb} situé en bordure de γ^4_b est à rapprocher du faciès ${}^2\gamma^{4-5}$ de la feuille Mont-Louis). Ils se rencontrent également dans la bordure méridionale du pluton de Quérigut sous forme de grands filons d'épaisseur décamétrique à hectométrique (notés ${}^p\gamma^2$ sur la feuille Prades) sécants sur les structures de leur encaissant granitique. Ces monzogranites à biotite sont constitués d'une matrice à plagioclase zoné (An15-40), quartz et microcline ; les phénocristaux présents en proportions très variables correspondent à du microcline perthitique contenant des inclusions de plagioclase et de biotite. Les enclaves mafiques sont moins abondantes que dans les faciès de l'unité 2 et distribuées de façon plus irrégulière.

Intrusions tardives

Les intrusions tardives se distinguent par leur gisement typiquement filonien et subvertical, sécant sur toutes les structures antérieures. Leur dimension est très hétérogène, variant en épaisseur de quelques décimètres (pegmatites, aplites, microgranites) au kilomètre (granite de Font-Romeu), et du décamètre au kilomètre en extension latérale. Ces intrusions, bien représentées sur la feuille Mont-Louis, se retrouvent tant à l'Ouest en Andorre qu'à l'Est sur la feuille Prades (Fontpédrouse, Carança).

$L\gamma^{2AL}$, $L\gamma^{2AL}_t$. **Leucogranite alumineux à biotite et muscovite (type Font-Romeu, Canigou). Idem, à tourmaline (Hospitalet).** γ^{2-3AL} . **Granite alumineux à biotite >> muscovite (type Pic del Moros) à petits phénocristaux de microcline et nombreuses enclaves (restites à sillimanite hyperalumineuses).** Il s'agit pour l'essentiel d'un essaim de grands filons Est-Ouest, subverticaux, affleurant à la latitude de Font-Romeu du Pic de Comau à l'Ouest (Est de Porta) à Superbolquère à l'Est (18 x

1 km). Ils se rencontrent également dans le massif de l'Hospitalet (notamment entre les étangs de Peyrisse et de Naguille) où ils forment des corps intrusifs dans les orthogneiss, avec une extension variable pouvant excéder le kilomètre. Il s'agit de leucogranites hyperalumineux à biotite, à grain moyen, dans lesquels la muscovite est toujours présente mais en proportion variable. Certains faciès sont à grain fin, d'autres sont à grain grossier et contiennent de petits phénocristaux et de nombreuses petites enclaves hyperalumineuses à sillimanite-biotite à caractère restitique. La tourmaline est présente dans certains faciès du massif de l'Hospitalet.

P, *αγ*. **Pegmatites et aplites en filon, à biotite, muscovite, tourmaline.** Les pegmatites et aplites se rencontrent en filons dans l'ensemble des formations. Seuls les filons les plus importants ont été reportés sur la carte, telles les pegmatites de la partie orientale du massif de l'Hospitalet, les aplites localisées dans les schistes au contact Nord du pluton de Mont-Louis (environs du Puig Carlit), et les pegmatites associées au leucogranite de Font-Romeu (entre Egat et Bolquère).

$\mu\gamma^3$. **Microgranite à biotite, en filon.** Ces microgranites à biotite, peu porphyriques, se rencontrent très sporadiquement en filons verticaux. Notons par exemple le grand filon au Sud du Refuge pastoral du Bécet à l'Est de Puyvalador.

$\mu\eta$. **Microdiorite à hornblende, en filon.** Ce sont des faciès à grain fin sans phénocristaux et non schistosés et contenant plagioclase, hornblende, biotite et parfois un peu de quartz. Les filons les plus importants se situent dans le pluton de Mont-Louis, à la Baga de Santou au NW de Carol et à proximité du refuge des Bouillouses.

Âge des granitoïdes hercyniens

Pluton de Mont-Louis–Andorre. Il a fait l'objet de plusieurs études géochronologiques.

- Les premières estimations (~304-302 Ma) ont été obtenues par ID-TIMS :
 - 305±3 Ma (Romer et Soler, 1995) sur des titanites prélevées dans un endoskarn de l'auréole de métamorphisme de contact du granite d'Andorre ;
 - 302±2 Ma (Leterrier, *in* Alexandrov, 2000) à partir d'une fraction de monazite extraite du granite de Mont-Louis ;
 - 305±5 Ma (Maurel *et al.*, 2004) sur zircons extraits de deux échantillons de granodiorite (unité 2) du pluton de Mont-Louis (Ralleu, étang de Casteilla) ;
 - 301,5±1,9 Ma (Pereira *et al.*, 2014) par SHRIMP sur monozircon dans le granite d'Andorre.

- Une étude plus détaillée a conduit à dater trois des quatre principales unités constituant le pluton de Mont-Louis par LA-ICP-MS (Denèle *et al.*, 2014) :
 - 301,0±1,7 Ma pour une granodiorite collectée sur la rive Est du lac des Bouillouses (unité 1, $^{1}\gamma^4_b$) ;
 - 302,4±2,9 Ma pour un monzogranite collecté le long de la N 20 au Nord-Ouest de Latour-de-Carol (unité 3, $^{3}\gamma^3$) ;
 - 303,3±1,1 Ma pour un leucogranite appartenant au grand filon Est-Ouest tardif (unité 4, $^{1}\gamma^{2AL}$) prélevé à Pyrénées-2000 (Superbolquère).

Les âges obtenus sont identiques entre eux et aux précédents, dans la marge d'incertitude. Cependant, si l'âge des unités 3 et 4 (~303-302 Ma) paraît entièrement satisfaisant, celui de l'unité 1 (~302-300 Ma), inférieur aux précédents, est sans doute un peu trop jeune car en contradiction avec la chronologie relative établie sur le terrain.

- Par ailleurs, l'âge de 303,4±3,1 Ma sur hornblende obtenu par la méthode K-Ar (Maurel, 2003) est en très bon accord avec les résultats précédents. D'autre part, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur hornblende et biotite (299,8±2,9 Ma et 292,6±2,8 Ma, respectivement) suggèrent un refroidissement rapide après la mise en place du laccolite (Maurel *et al.*, 2004).

Pluton de Quérigut. Son âge de mise en place a été déterminé par ID-TIMS sur quatre fractions de zircons extraites d'une tonalite récoltée à proximité de Puyvalador (Roberts *et al.*, 2000). L'intercept supérieur donne une valeur de 307±2 Ma considérée comme l'âge de mise en place. Cet âge est cohérent dans la marge d'incertitude avec l'isochrone Rb/Sr de 303±9,6 Ma obtenue antérieurement à partir d'échantillons de tonalite, granodiorite et monzogranite (Fourcade et Javoy, 1991). Des datations obtenues sur monozircon par analyse SHRIMP (Baudin *et al.*, 2013, inédit) et sur hornblende par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Maurel, 2003) donnent respectivement des âges à 302,7±2,3 Ma et 303,4±3,1 Ma, très semblables à ceux obtenus pour le pluton de Mont-Louis-Andorre.

Discussion. Par comparaison avec les données obtenues sur d'autres plutons proches, en U-Pb sur zircon, par exemple 304,7±1,1 Ma pour un leucogranite dans le massif de la Carança et 306,2±2,3 Ma pour le granite d'Ax (Denèle *et al.*, 2014), ou en K-Ar, par exemple 305±6,5 Ma sur les muscovites d'une pegmatite de Py dans le massif du Canigou (feuille Prades ; Cheilletz, *in* Guitard *et al.*, 1998), il apparaît, comme l'ont souligné Y. Denèle *et al.* (2014), que le plutonisme – et donc les événements tectonométamorphiques associés – ont eu lieu dans un laps de temps court, une dizaine de millions d'années tout au plus, peut-être une demi-douzaine seulement (~304±3 Ma), pour les deux principaux plutons concernés, Mont-Louis-Andorre et Quérigut. Signalons que ces âges stéphaniens (Laumonier *et al.*, 2014) sont totalement incompatibles avec les âges beaucoup plus anciens, viséo-namuriens (340-320 Ma), proposés récemment dans le massif de l'Aston (Mezger et Gerdes, 2016).

Géochimie des granitoïdes hercyniens

Nous nous attacherons ici essentiellement au massif de Mont-Louis, celui de Quérigut n'étant abordé qu'à titre de comparaison dans la mesure où l'essentiel de ce pluton se situe sur la feuille Ax-les-Thermes. La base de données géochimiques pour le pluton Mont-Louis-Andorra ainsi que pour les filons microdioritiques tardifs regroupe près de 130 analyses d'éléments majeurs. Elles sont extraites de la compilation réalisée par F. Debon pour le chapitre « *Magmatisme hercynien* » de la Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (Debon *et al.*, 1996) ainsi que de l'article de A. Soler et P. Enrique (1989). Les données relatives au massif de Quérigut utilisées à titre comparatif sont également extraites de Debon *et al.* (1996).

L'ensemble des faciès montre un chimisme calcoalcalin fortement potassique, à tendance peralumineuse, et se situe à la limite des champs ferrifère et magnésien de la classification de Frost *et al.* (2001). Il existe cependant quelques nuances selon les faciès (Fig. 6), ainsi les faciès mafiques (enclaves et filons tardifs) sont métalumineux et magnésiens, les unités 1 et 3 ainsi que les intrusions tardives sont peralumineuses, par contre l'unité 1 n'apparaît que moyennement potassique et l'unité 2 juste saturée en alumine. On notera de plus la grande similitude de chimisme avec les faciès du massif de Quérigut suggérant que ces deux plutons dont la mise en place est pratiquement synchrone appartiennent à la même famille magmatique.

Concernant les faciès gabbroïques et dioritiques, il est à noter que les filons mafiques tardifs se distinguent par un chimisme clairement magnésien avec des rapports $FeO_{tot}/MgO < 2,0$, à l'inverse des enclaves microgrenues associées aux granites qui ont, à l'exception de deux échantillons, un caractère plus ferrifère et moins riche en CaO (Fig. 7).

Il est difficile d'aller plus en détail dans la caractérisation chimique de ce pluton et notamment de ses sources, sur la base des seuls éléments majeurs. Signalons néanmoins, l'existence d'une part de 5 analyses de Terres rares concernant un granite et une granodiorite de l'unité 1, un gabbro-norite de l'unité 2 et un leucogranite de Font-Romeu (Fourcade et Allègre, 1981 ; Debon *et al.*, 1996) et d'autre part de quelques données sur les isotopes de l'oxygène avec des valeurs de 8,7-8,3 pour les granites du massif d'Andorre et de 8,4-8,0 pour l'unité 2 du pluton de Mont-Louis (Salemink et de Jong, 1988 ; Debon *et al.*, 1996). Enfin, deux analyses des isotopes Rb-Sr (Vitrac-Michard et Allègre, 1975) donnent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux à 307 Ma de 0,710 indiquant la participation significative d'une source crustale dans leur genèse.

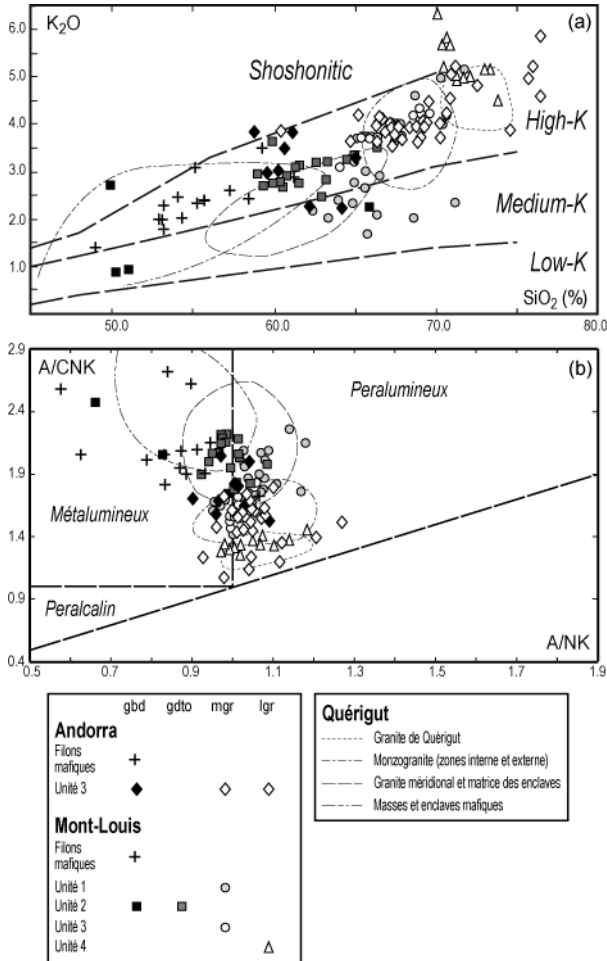


Fig. 6. Diagrammes K_2O - SiO_2 , $ACNK$ - ANK et (Na_2O+K_2O-CaO) - SiO_2 pour le massif de Mont-Louis - Andorra. Les champs compositionnels du massif de Quériqut sont donnés pour comparaison. Données *in* Debon *et al.* (1996) et Soler et Enrique (1989). Abréviations : gbd = gabbro-diorite, gdto = granodiorite/tonalite, mgr = monzogranite, lgr = leucogranite.

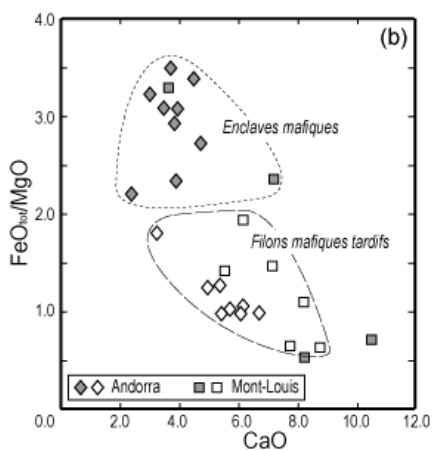


Fig. 7. Diagramme FeO_{tot}/MgO - CaO pour les enclaves microgrenues mafiques et les filons mafiques tardifs. Données *in* Debon *et al.* (1996) et Soler et Enrique (1989).

MAGMATISME PERMIEN

α. Filon de dacite permien. Un petit filon de dacite (microdiorite quartzique) probablement permien a été noté au Sud-Ouest de Llo (carte Saillagouse/Mont-Louis).

ROCHES HYDROTHERMALES

H. Zone d'altération hydrothermale intense. Ce faciès, associé à des cataclasites et des filons de quartz, affecte les cornéennes de schistes de Jujols du secteur du Col de Sansa, en bordure des granodiorites de Mont-Louis, dans le coin Nord-Ouest de la carte.

Q. Filon de quartz. Seuls les filons les plus importants ont été reportés sur la carte ; il s'agit de grands filons de quartz blanc dont l'épaisseur atteint la dizaine de mètres et dont l'extension peut être kilométrique. Ils se rencontrent principalement :

- de part et d'autre du Cambre d'Aze ; ces filons, ici N100°E à fort pendage Nord, appartiennent au vaste champ filonien affectant la totalité du massif du Canigou-Carança ; certains correspondent à des failles normales à regard Nord ; le filon/faille du Roc del Bouc a été inversé à l'Alpin pour donner, vers l'Ouest, la faille inverse (alpine) de Llo (cf. notice Prats-de-Mollo et *infra*) ;
- dans le centre-Sud du pluton de Mont-Louis et dans son encaissant méridional ; ils sont étroitement associés à un champ de failles N120-130°E ;
- le long de la zone de faille de l'Hospitalet, qui en représente peut-être l'inversion alpine.

Les filons de quartz, et éventuellement les failles normales associées, sont vraisemblablement permien (autuniens ?).

FORMATIONS CONTINENTALES DU NÉOGÈNE

Formations fluviolacustres du remplissage des fossés d'effondrement néogènes

m5. Vallésien de Cerdagne (Tortonien) : sables et argiles palustres à lignites d'Estavar et formation torrentielle rutilante de Saillagouse. Ces dépôts n'affleurent qu'à l'extrême Sud de la feuille Mont-Louis mais sont largement exposés sur la feuille Saillagouse. Leur âge est attesté, à la base, par les gisements à mammifères d'Estavar et Llivia rapportés à la biozone MN9 (Golpe Posse, 1981; Agusti et Roca, 1987) à la limite Serravallien-Tortonien ; le sommet de la série n'est pas daté dans ce secteur

mais au Sud-Ouest du bassin on connaît un gisement turolien rapporté à la biozone MN13, vers 6-6,5 Ma. L'épaisseur totale du remplissage du bassin atteint au moins 800 à 1 000 m. Dans le secteur cartographié sur la feuille Mont-Louis on distingue trois faciès. À Estavar il s'agit d'argiles sableuses gris bleuté ou brunes, lacustres à palustres et riches en débris ligniteux autrefois exploités par puits et galeries (restes de terrils visibles en bordure des champs). De Llivia à Enveitg ce sont des faciès fluvio-torrentiels où d'épais bancs d'argiles sableuses grises à ocre-beige sont ravinés par des chenaux à galets assez bien roulés, décimétriques et de provenance septentrionale ; outre des quartz très abondants (jusqu'à plus de 50 %), on rencontre des cornéennes, des granitoïdes et quelques gneiss. À Enveitg les chenaux torrentiels renferment exceptionnellement beaucoup de blocs, dont certains sont métriques (coupes derrière les maisons). De Saillagouse à Llo et apparemment en passage latéral avec les séquences décrites précédemment, ce sont 200 à 300 m de dépôts torrentiels mal roulés ocre-rouge, exclusivement faits de galets et de blocs de schistes épimétamorphiques issus du horst du Puigmal ; mais des blocs de micaschistes ou de gneiss œillés de l'escarpement du Cambre d'Aze ont été trouvés, en très faible abondance, tout au sommet (coupe du col Rigat).

m-p. Remplissage alluvial du Capcir, sous la nappe Fx : argiles à lignites brunes et grises (L), sables et cailloutis très altérés (jaunes à ocre). Ces dépôts sont ravinés par les moraines et les nappes alluviales ou colluviales quaternaires, avec lesquelles on les a parfois confondus et qui les masquent très largement. L'abondance de la kaolinite les rapproche du Miocène de Cerdagne, mais ils s'en différencient par la présence de vermiculite. On ne peut exclure *a priori* un âge pliocène, voire quaternaire ancien. Autour du lac de Puyvalador le remplissage est fait d'argiles lacustres grises et bleutées, très plastiques, coupées de bancs sableux ; près du barrage ces dépôts reposent en discordance sur le socle hercynien et ils s'adosent directement à l'escarpement de faille oriental, sans aucun apport détritique grossier en provenant. Au Sud-Ouest de Matemale ce sont plutôt des apports fluvio-torrentiels peu grossiers, à galets de 5 à 10 cm dans une matrice arkosique ocre, essentiellement des cornéennes et des granitoïdes issus de la bordure Sud-Ouest du bassin et extrêmement altérés (galets pulvérulents). Des débris ligniteux ont été signalés dans les argiles lacustres près de Réal, mais n'ont pu être retrouvés.

Formations d'altérations antéglaciaires et alluvions résiduelles

Am-p. Altérites anciennes sur les surfaces d'érosion culminantes miocènes ou les aplanissements pliocènes. Altérites en place affectant les roches du socle, principalement les granitoïdes. Elles sont ubiquistes et généralement associées aux formes d'aplanissement dont elles soulignent l'extension sur la carte. Les affleurements plus réduits ont été signalés par un figuré conventionnel ponctuel. Ces altérations sont nécessairement antérieures au Quaternaire froid, qui les a remaniées superficiellement, sur les hautes surfaces, en réseaux de polygones plurimétriques à cloisons pierreuses ou sols striés de grande période (Plas du Carlit, Campcardos, Pic du Pam, *notés sur la*

carte avec des étoiles). Les glaciers ne les ont que partiellement récurées sur le plateau des étangs du Carlit, où il en persiste encore d'épais témoins sous les dépôts morainiques (coupe de la Coma dels Forats et coupe de la Balmette). En Capcir, elles sont antérieures aux dépôts m-p qui les fossilisent (coupe rive gauche de l'Aude à l'aval de Matemale). Les épaisseurs conservées sont au moins décamétriques (elles peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres). On y individualise deux faciès ; d'une part des arènes ménagées, plutôt sableuses, de teinte claire, emballant des boules, qui sont les plus fréquentes ; d'autre part des arènes évoluées, beaucoup plus fines, où tous les minéraux sont pulvérulents ou très friables et où les colloïdes peuvent représenter jusqu'à plus de 10 %. L'étude systématique des altérites des hautes surfaces reste à faire. Sur les niveaux fininogènes comme le plateau de la Perche, les coupes de Targassonne sont les plus caractéristiques : les arènes y sont très évoluées, roussâtres, contenant à la fois kaolinite et montmorillonite. Le pittoresque chaos granitique de Targassonne est exhumé de ces altérites qui atteignaient ici une épaisseur de l'ordre de 50 m au moins.

Fp, CFp. Très hautes nappes alluviales de la Perche et colluvions en dérivant. Épanchages fluviotorrentiels de galets et de blocs roulés, parfois supérieurs à 1 m, étalés sur les aplanissements partiels, du plateau de la Perche jusqu'aux replats de Béna-Brangoly, au Sud-Ouest de la feuille (sur la feuille Saillagouse, ces dépôts très perchés sur la route de Béna-Brangoly sont confondus avec les moraines anciennes et de la sorte notés **GW** et **RGW** ; par ailleurs, sur cette feuille, l'affleurement **Fp** porté autour de la côte 1616 n'existe pas ; voir *Pl. ht. 1*). Ces dépôts sont très démantelés, remaniés (**CFp**) et, lorsqu'ils sont en place, en position de très haute terrasse (**Fp**), 200 à 300 m au-dessus du Sègre et de ses affluents. On peut les attribuer au Pliocène, voire au Quaternaire très ancien. Les gros quartz portent un poli et des facettes éoliennes. La matrice, surtout à Brangoly, est riche en montmorillonite, ce qui est inhabituel dans le Quaternaire régional mais plus commun dans le Néogène, en particulier le Pliocène. L'altération de ces dépôts est intense et la proportion de colloïdes peut atteindre localement 50 % de la matrice. Les cartes géologiques plus anciennes, en particulier dans les secteurs d'Eyne, ont généralement confondu ces épanchages à gros blocs avec du glaciaire.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les dépôts quaternaires sont omniprésents sur la feuille Mont-Louis, en particulier dans sa moitié Sud-Est, où ils masquent très largement le socle et les dépôts néogènes. Les matériaux glaciaires et, subsidiairement, périglaciaires représentent l'essentiel des affleurements. Le fluvatile et le fluvio-glaciaire sont cantonnés aux bassins du Capcir et surtout de Cerdagne, sur la feuille Saillagouse, où on peut en suivre les affleurements. Les interprétations chronologiques exposées dans cette notice reprennent celles de M. Calvet (1996, 1998) et peuvent localement diverger de celles de la feuille Saillagouse, où les dépôts des trois épisodes majeurs de glaciation envisagés par Y.

Gourinard (1971a) ont pu être le mieux caractérisés. Les critères de datation demeurent relatifs et sont principalement d'ordre géométrique (étagement des formes, raccords topographiques) et altérolologique, sauf pour le Pléistocène récent où de nombreuses datations radiochronologiques (^{14}C et surtout ^{10}Be) en contexte glaciaire ont été acquises, postérieurement à la réalisation de la carte elle-même.

La carte et ses notations résument et associent deux strates de travaux, des levés de A. Autran (principalement dans le secteur Nord-Ouest), reprenant parfois ceux de G. Viers, et des levés postérieurs de M. Calvet et M. Delmas, principalement pour les complexes glaciaires terminaux et les stades de retrait, ainsi que le fluvioglaciaire du Capcir. Il en résulte une certaine confusion et une multiplication peu significative des indices utilisés sur la carte et sa légende (C, CF, CG, EG, J, F). On a tenté d'y remédier dans cette notice (voir aussi la Pl. ht. 1) en les regroupant en trois plages chronologiques (Pléistocène inférieur et moyen, Pléistocène récent, Holocène et Actuel), et par grandes familles de dépôts (fluvioglaciaire, glaciaire, dépôts de versant et périglaciaires).

Pléistocène moyen et inférieur

Faute de pouvoir individualiser dans cette région la limite Brunhes-Matuyama, la coupure entre Pléistocène inférieur (Fv) et moyen (Fw et Fx) est ici un choix arbitraire. De plus les dépôts alluviaux attribuables au Pléistocène ancien sont très rares et difficiles à séparer de ceux d'un éventuel Pliocène continental (notés Fp, cf. *supra*).

Formations fluvioglaciaires

Fv. Très hautes nappes alluviales du Quaternaire ancien. Pléistocène inférieur probable. Quelques placages d'alluvions fluvio-torrentielles peuvent être rapportés au Quaternaire ancien sur le plateau de la Perche. Les plus significatifs couronnent des lanières de terrain au Sud du village d'Eyne, sensiblement emboîtées sous le plan principal du plateau qui porte les épandages de galets notés Fp. On ne connaît pas de dépôts glaciaires à cette époque. Comme la feuille Mont-Louis intègre au Sud un fragment de celle de Saillagouse et que la stratigraphie quaternaire de la Cerdagne a été revue depuis l'édition de cette dernière feuille, on proposera ici les équivalences entre les notations des deux cartes (voir Pl. ht. 1) : sur la feuille Saillagouse Fv a été noté Fw ou FGW d'après les levés d'Y. Gourinard ; cette unité forme quelques lambeaux au sud de la Cerdagne (corona de Nahuja et surtout haute terrasse de Puigcerdà).

Fw, Fw-x. Nappes alluviales du Quaternaire moyen-ancien. Pléistocène moyen probable. Cette génération de dépôts et de formes, alluvions fluvioglaciaires, épandages de glacis et cônes de piémont, n'est bien représentée qu'en Cerdagne, sur la feuille Saillagouse. La génération Fw se subdivise, dans

le bassin de Cerdagne, en deux, voire trois niveaux morphologiques étagés (feuille Saillagouse, où ils sont notés Fx mais non différenciés entre eux) : ils forment les grands panneaux de glacières de piémont adossés au Puigmal (aérodrome de Sainte-Léocadie et Pla de Mèdes). Les moraines anciennes Gw (dont le prolongement amont apparaît sur la feuille Mont-Louis) avaient été initialement associées au plan Fv de Puigcerdà, interprété comme un complexe fluvioglaciaire épais de 30 m à sa racine, avec passage latéral des alluvions fluvioglaciaires aux moraines (Calvet, 1996, 1998, 2004 ; Calvet *et al.*, 2011). Mais cette interprétation pourrait être remise en cause par des travaux en cours (datations par nucléides cosmogéniques *in situ* ¹⁰Be et ²⁶Al) : aux coupes d'Ur et de Puigcerdà-hôpital, la nappe fluviatile Fv à gros galets qui couronne le plateau est ravinée très irrégulièrement par la moraine ancienne Gw, bien reconnaissable à ses galets striés et à sa matrice fine compacte. La moraine Gw pourrait relever du Pléistocène moyen (400-600 ka) tandis que la nappe alluviale Fv pourrait être rapportée au Pléistocène ancien (1 à 2 Ma). Sur la feuille Mont-Louis elle-même, Fw n'affleure qu'en Capcir, à Puyvalador et sur les hautes lanières des cônes de piémont du Madrès (Jw) sur la bordure orientale du bassin ; il peut former aussi une partie du grand plan de la forêt de la Matte, noté Fx-w où l'on relève des esquisses d'étagement de niveaux à l'E de Formiguères et où de rares coupes montrent de sensibles différences dans l'état d'altération.

Fx. Nappes alluviales rattachées aux moraines « rissiennes ». Ces alluvions offrent un faciès d'altération moyen ; tous les galets sont fragilisés mais la matrice reste sableuse ; toutefois il existe en surface des restes de sols très évolués et parfois rubéfiés, à horizon Bt argileux épais. Elles sont largement représentées sur la feuille Saillagouse où elles sont notées tantôt Fy (cônes de piémont d'Err, terrasse de Llivia et d'Onzès, terrasse de Mala mort en rive droite du Carol, très altérée et qui se rattache clairement à l'amont aux moraines Gx de Saneja), tantôt Fx (cônes de piémont d'Osséja). Sur la feuille Mont-Louis ces nappes Fx n'existent que dans le bassin du Capcir où elles forment l'essentiel du grand plan de la forêt de la Matte (avec la notation Fw-x), corrélé aux lambeaux de moraines Gx, et quelques cônes de piémont (Jx), à l'Est du Capcir.

Formations glaciaires

Gw. Dépôts morainiques résiduels, très altérés. Quaternaire moyen (équivalent des moraines de Guils-en-Cerdagne). Les plus anciennes moraines ne se laissent bien individualiser que sur la feuille Saillagouse, sur la bordure méridionale du Carlit, mais quasiment rien d'équivalent n'a pu être, pour le moment, défini en Capcir. Ces matériaux sont très altérés : en surface peu ou pas de blocs, des sols épais et à peu près exclusivement des galets de roches résistantes (quartzites, quartz, grès, cornéennes) affectés d'épais cortex brun, rouge ou rouille ; en profondeur tous les galets et petits blocs de granitoïdes sont pulvérulents et même certains blocs métriques sont pourris à cœur. À Angoustrine les moraines anciennes affleurent sous les cordons plus

récents de rive droite (coupe du réservoir, sentier au-dessus de l'hôpital des Escaldes) et, en rive gauche, leurs restes démantelés montrent que le glacier formait un assez large lobe de piémont sur le plateau schisteux du Tudo, au-delà de la petite plaine d'obturation latérale würmienne de Cereja. En rive gauche du Carol, la vieille moraine latérale **GW** domine de 50 m les cordons plus récents et forme, depuis Béna, une traînée de blocs granito-gneissiques posés sur le rebord du plateau schisteux ; vers l'aval elle est mieux conservée, de forme convexe très émoussée, et dans les coupe d'Ur et Puigcerdà (feuille Saillagouse) on observe son ravinement sur un matériel fluvio torrentiel **Fv** (cf. *supra*). Ce glacière relève donc d'un Quaternaire moyen peut-être contemporain de **Fw**. En rive droite du Carol, les hautes moraines très émoussées et altérées, dites de Guils (feuille Saillagouse), complètent le large « vallum » frontal plurilobé de cet ancien glacier du Carol. Des âges ^{10}Be sur blocs erratiques y ont été obtenus, mais sont non significatifs car ne dépassant pas le Würm récent (Delmas, 2009 ; Calvet *et al.*, 2011) ; ils résultent probablement d'une exhumation tardive de ces blocs ou de leur écaillage superficiel. Par contre un profil vertical ^{10}Be et ^{26}Al dans la coupe d'Ur (complexe **FGW** de la feuille Saillagouse), en cours d'interprétation, suggère un âge quaternaire moyen pour la moraine (cf. *supra*).

Gx. Cordons et dépôts morainiques altérés d'âge « Riss » probable, équivalent des moraines de Sanéja-en-Cerdagne. On conservera par commodité de langage cette attribution (Riss) qui fait référence à la chronologie alpine classique. Ces cordons très dégradés sont souvent masqués par les imposants complexes frontaux würmiens, ils s'en dégagent parfois à l'aval mais ne témoignent que de glaciers à peine un peu plus importants que ceux du Würm. Leur distinction n'est en général aisée qu'en présence de matériel granito-gneissique, où l'état d'altération se marque bien : la matrice est de teinte rouille et tous les galets sont fragilisés ou arénisés, mais les gros blocs de granitoïdes montrent en général seulement un cortex arénisé épais de quelques décimètres et un cœur à peu près sain. Ces moraines affleurent loin en amont sous le grand cordon latéral gauche **Gy** d'Espousouille, dans la vallée du Galbe, et forment un ensemble de cordons très émoussés à son front externe. Leurs jalons sont douteux ou inexistant dans les complexes frontaux de la Lladura-Balcère (notation **Gx-y**) et de Mont-Louis, faute de coupes significatives assez profondes, comme d'ailleurs au front des langues de Planès, Cambre d'Aze et Eyne. Sur le plateau des Moros-la-Calma ces dépôts se distinguent mal de ceux du Würm, qu'ils semblent déborder : on les a notés **Gx-y**, ou **CGx-y** lorsqu'ils semblent remaniés. Ils sont plus nets par contre sur le front d'Angoustrine et surtout du Carol où le raccord avec **Fx** est patent (moraine de Saneja, feuille Saillagouse, où elle est correctement notée **Gx**). Ici aussi les datations ^{10}Be sur blocs n'ont pas fourni d'âges cohérents et significatifs, mais une série dispersée entre l'Holocène et le Würm ancien (Calvet *et al.*, 2011) ; le seul bloc daté préwürmien ($122,2 \pm 4,9$ ka) est au front du glacier de l'Ariège (sur la feuille Foix) dans des matériaux similaires à **Gx** (Delmas, 2009 ; Delmas *et al.*, 2011).

Gx-y. Cordons très émoussés et altérés en bordure de Gy_{1a}. Faute de coupes, l'état d'altération n'est pas observable, mais il peut s'agir de moraines préwürmiennes, parfois remaniées en colluvions (CGx-y, cf. *supra*).

Pléistocène supérieur

Formations fluvioglaciaires et fluviales

C-Fx-zT. Colluvions et alluvions tourbeuses de la Quillane. Ces dépôts, associés à des tourbes en surface et dont l'âge peut s'étaler du Pléistocène moyen à l'Holocène, n'ont jamais été étudiés en détail, faute de coupes ou de sondages. Une partie peut provenir d'apports par les eaux de fonte glaciaire depuis le lobe morainique de Mont-Louis, par le vallon situé au Nord de la Llagonne, lors des stades glaciaires Gx et/ou Gy et des chenaux à fond plat, liés aux eaux de fonte würmiennes, incisent la partie aval du plateau de la Quillane (*flèches bleues*). Une autre partie provient de remaniements colluviaux-alluviaux des versants encadrant la dépression et où les granites sont en général très arénisés. La présence d'anciens dépôts glaciaires n'y est pas pour le moment documentée.

Fy. Nappes alluviales würmiennes. Ces alluvions de teinte grise à beige clair sont très peu altérées ; la matrice reste sableuse et les galets de granite arénisés y sont rares ; elles portent exclusivement des sols bruns, voire des sols peu évolués de type ranker. Au regard des formations Fx, en contrebas desquelles elles s'étagent nettement, leur extension demeure très limitée. En Capcir elles forment des **cônes proglaciaires (FGy)** plus ou moins pentés et clairement reliés aux fronts morainiques würmiens à l'amont du lac de Matemale, comme à Formiguères (ici noté Fy). Les ruissellements d'eau de fonte sur la face externe de la moraine des Angles-Balcère l'ont remaniée (CGy) et ont étalé du matériel caillouteux frais sur la marge occidentale du plan de la Matte, matériel noté C-Fy (**Colluvions et alluvions remaniant les grands cordons latéraux en Capcir**) ; mais vers l'aval ces ruissellements de fonte ont incisé des chenaux à bords raides et fond plat qui festonnent le rebord de la terrasse FW-x au-dessus de l'Aude (secteur de Matemale en particulier, *flèches bleues*). Le remblaiement fluvial de la portion aval de certaines auges (Angoustrine, Carol), déjà réincisé, peut aussi être attribué aux stades terminaux du Würm et a été noté Fy. Sur la Têt, de la Borde au Pla de Barrès, des remblaiements d'argiles lacustres et de sables deltaïques, sont confondus avec les dépôts superficiels alluviaux et tourbeux plus récents sous la notation Fz ; mais ils ont un âge würmien car ils sont localement fossilisés par des récurrences morainiques et ont livré à la Borde une séquence pollinique débutant au début du Tardiglaciaire (Jalut, 1977 ; Reille, 1991 ; Reille et Lowe, 1993). Le sigle Fy a été attribué à certains dépôts juxtaglaciaires, terrasses de kame et obturations latérales, contemporains du maximum glaciaire würmien ; leur composition caillouteuse en surface et leur profil en long pentu les assimilent à des cônes de déjection ; seule la terrasse la plus vaste, en arrière de la moraine latérale gauche d'Angoustrine, est susceptible de renfermer en

profondeur du matériel lacustre varvé (FGLy, **Colmatage d'ombilic fluvioglacière lacustre ou des obstructions latérales de thalwegs par le glacier**). Une obturation similaire existe aussi à Superbolquère, mais a été portée sur la carte avec l'indice Fy : un sondage répertorié dans la BSS y a montré une épaisse séquence lacustre. Sur la feuille Saillagouse, la nappe fluvioglacière Fy (en général notée Fz ou Fza) est clairement réentaillée en terrasse sur le Carol ; par contre cette incision est à peine esquissée sur le cône d'Ur et sur le Sègre, en amont de Bourg-Madame, lequel coule pour l'essentiel sur la nappe Fy à peine remaniée en surface par les dépôts holocènes Fz du lit majeur. C'est ce dispositif qui explique l'attribution Fz sur la feuille Saillagouse.

Formations glaciaires du Würm

Gy. GNy. **Cordons et dépôts des langues glaciaires actives (Gy). Glaciers « noirs » d'ablation et résiduels (GNy)**. Ils représentent l'essentiel des affleurements de dépôts glaciaires et se distinguent aisément du glaciaire plus ancien, d'abord par leurs formes toujours très bien conservées même pour les plus petits cordons, ensuite par leur faible altération. Les matrices sont grises ou beiges, les sols minces, de type ranker, et dans la masse morainique les galets de granite altérés sont très minoritaires (10 % de galets granitiques friables ou arénisés contre 50 % dans Gx et 80 % dans Gw). Dans ces moraines, on peut distinguer au moins trois faciès mais deux seulement ont été individualisés dans la cartographie. Les moraines de fond (notées Gy), très riches en farine limoneuse grise ou bleutée, emballant des galets striés très caractéristiques de matériel schisteux, souvent très compactées, forment en particulier d'assez vastes placages sur les plateaux du Carlit (Sud des Socarrades, la Balmeta, etc.) ou au flanc des auges évasées (coupes sous l'étang du Reco, dans la vallée de la Grave). Les cordons morainiques frontaux ou latéraux (également notés Gy, avec dessin des cordons en surcharge) sont en général très riches en blocs métriques, parfois décamétriques, surtout lorsque l'amont-bassin est granito-gneissique ; ils sont en général très volumineux, hauts de 50 à 100 m, aux fronts des langues de la Têt ou du Capcir, paradoxalement beaucoup plus discrets au front du glacier du Carol (feuille Saillagouse) ; le dessin des arcs et cordons est en général très net, mais il peut s'agir parfois de gros bouchons informes d'allure chaotique (aval de la langue du Cambre d'Aze par exemple). On n'a individualisé sur la carte qu'un faciès très particulier de moraines chaotiques à gros blocs métriques presque exclusifs, peu ou pas végétalisées (GNy), formes d'ablation ou glaciers noirs très chargés, largement représentés en exposition Sud sur les plateaux occidentaux du Carlit (les Socarrades, les Estagnets, etc.). Certains auteurs ont parfois donné à tort une signification chronostratigraphique à ce faciès, rattaché par G. Viers (1968) aux « moraines internes ». Mais il est clair aux Estagnets, sur le plateau de Maura, que ces matériaux sont en position de cordons externes au contact de panneaux de plateau non englacés et ce faciès représente toute la séquence chronologique Gy1a, b, c ainsi que les matériaux internes Gy2, voire Gy3, entre les Socarrades et l'étang Llat. Les travaux classiques consacrés au glaciaire du Carlit (Viers, 1961, 1963, 1968) proposaient en effet, à l'image du reste des

Pyrénées, une chronologie relative en trois stades : moraines externes, moraines internes, moraines des cirques. Ce schéma, qui traduit une réalité cartographique évidente, conserve globalement sa validité ; mais il a pu être amendé et surtout précisé sur les plateaux du Carlit et dans la vallée de la Têt (Delmas, 1998, 2005, 2009), exceptionnel conservatoire des moindres étapes de la déglaciation, à la différence des grandes auges du Carol ou de l'Ariège, en définitive plus pauvres en jalons significatifs.

Gy1. Moraines « externes » du maximum würmien. Leur dénomination est justifiée en Cerdagne et Capcir où toutes ces langues glaciaires würmiennes ont débouché sur le piémont des massifs. Il s'agit d'ensembles complexes, faits de cordons multiples bien individualisés mais en nombre très variable d'une vallée à l'autre, ce qui rend toute tentative de corrélation précise vaine. Cependant, dans la vallée de la Têt, il est possible d'individualiser trois ensembles, que l'on retrouve parfois en Capcir (Lladura) et sur le plateau du Carlit (Estagnets-Socarrades). En haute Ariège, des résidus de très hauts cordons latéraux Gy1 dessinent l'emprise du glacier au maximum würmien mais rien ne permet de rattacher ces dépôts à l'un ou l'autre des trois stades Gy1a, b, c définis sur la Têt. À ces périodes d'englacement maximum, qui peuvent cumuler plusieurs phases du Würm ancien au Würm récent (MIS 4 à 2), les glaces transfluaient d'une vallée glaciaire dans une autre par certains cols d'altitude (Porteilles de la Grave, d'Orlu, de la Cometa d'Espagne, col du Puymorens, etc., *flèches creuses doubles bleues*), ou diffluaient vers une vallée non englacée (plateau de la Calma, *flèche creuse simple bleue*).

Gy1a. Stade maximum : matériaux morainiques d'ablation et (en surcharge) principaux cordons latéraux et frontaux. Il est formé par un haut et puissant cordon jamais égalé ultérieurement, certainement composite dans le détail, et qui marque une ou plusieurs phases majeures de progression et de stationnement. Mais parfois de petits cordons, quelques hectomètres en avant, signalent une poussée glaciaire précoce plus ample mais éphémère (cordon de l'étang du Ticou à Bolquère, cordons des Artigues à Mont-Louis). Un élément interne de cette unité a été daté à $22 \pm 3,6$ ka ^{10}Be , sur le cordon frontal de Mont-Louis et, respectivement, à $22,9 \pm 2,7$, $22,1 \pm 3,4$ et $21,7 \pm 2,8$ ka ^{10}Be sur le cordon frontolatéral du Carol, sur la feuille Saillagouse (Delmas *et al.*, 2008 ; Delmas, 2009). Toujours sur la feuille Saillagouse, le cordon latéral du Malniu, malencontreusement noté Fw, a été lui aussi daté à $23,9 \pm 0,6$ et $21,3 \pm 0,6$ ka ^{10}Be , mais comporte aussi deux âges du Würm ancien et moyen, respectivement $76,5 \pm 2$ et $49,2 \pm 1,3$ ka ^{10}Be (Pallàs *et al.*, 2010). L'extrémité aval de ce cordon morainique daté est aussi visible et noté Gy1, à l'extrême Sud-Ouest de la feuille Mont-Louis.

Gy1b. Stade de Barrès : matériaux morainiques d'ablation et (en surcharge) principaux cordons latéraux et frontaux. Défini dans le complexe frontal de la Têt, il est constitué par quatre cordons échelonnés sur près d'1 km et il s'agit d'un épisode complexe associant plusieurs récurrences glaciaires séparées par des retraits : en effet le troisième cordon vient fossiliser

des dépôts lacustres retenus derrière les deux premiers arcs frontaux. Vers l'amont ces quatre cordons se confondent rapidement en une unique moraine latérale qui elle-même vient se fondre avec celle du maximum. Cette unité n'a pas fourni, sur la Têt, d'âge ^{10}Be cohérent.

Gy1c. Stade de la Borde : matériaux morainiques d'ablation et (en surcharge) principaux cordons latéraux et frontaux. Défini lui aussi sur la Têt, il est associé à la tourbière du même nom, située dans l'ombilic à l'amont immédiat du complexe frontal en question. Son âge est donc nécessairement plus ancien que la base de la sédimentation lacustre, où l'on a pu individualiser l'événement palynologique -15 000 BP (effondrement de *Pinus* et progression d'*Artemisia* et des Poacées ; Reille, 1991). Les arcs frontaux sont hauts d'une dizaine de mètres au plus et ils se raccordent à des moraines latérales emboîtées 150 m en contrebas de celles des stades 1a-1b, soit un considérable amaigrissement de la masse glaciaire. Le cordon principal a procuré trois âges ^{10}Be à $21,1\pm 3,1$, $19,4\pm 2,5$ et $18,1\pm 3,9$ ka (Delmas *et al.*, 2008 ; Delmas, 2009). On en déduit un retrait très rapide du glacier, l'ensemble des épisodes de stationnement datés Gy1a, b, c, depuis le front externe, représentant au mieux une durée de 2 à 3 ka. Le même dispositif se retrouve en Capcir dans la vallée de la Lladura et de Balcère, où Gy1c et Gy1b ont été distingués, et peut-être aussi dans le gros bouchon morainique en aval d'Espousouille, dans le Galbe, hypothétiquement attribué à Gy1c. Vers les amonts ce considérable amincissement du glacier permet de corréliser avec ce stade les moraines latérales qui entourent l'extrémité Sud-Est du plateau des étangs du Carlit, en voie d'abandon par les glaces (Serres des Llèbres et des Ribes, *peu visibles sur la carte car confondus avec la teinte jaune des gneiss*). Rien d'équivalent par contre n'a pu être individualisé dans l'auge du Carol où aucune moraine frontale significative n'existe entre Latour et Porta, sinon une esquisse de vallum à l'amont immédiat de Latour-de-Carol, accroché au verrou schisteux de l'Oratori.

Gy2. Stade de disjonction : moraines « internes ». Sur la Têt ce stade comporte six arcs frontaux échelonnés entre le Pla des Avellans (1 700 m) et le débouché des cirques de la Grave (2 150 m), le gros bourrelet de Bones Hores fermant la dépression de la Bollosa à peu près à mi-chemin. On rattache à ces moraines internes la plupart des cordons du plateau des Étangs du Carlit, en particulier la grosse moraine du Llat, datée à $18,4\pm 2,3$ ka ^{10}Be (mais avec deux autres blocs à $11\pm 1,3$ et $11,3\pm 1,6$ ka ^{10}Be). Sur le Carol, la moraine latérale et frontale de Porté, issue des cirques de Font-Nègre au Sud-Ouest, marque la fin de la transfluence du Col du Puymorens et appartient à la même génération des complexes "internes" ; elle a été datée au ^{10}Be sur 4 blocs, dont deux indiquent $14,9\pm 2$ ka et les autres $11,2\pm 1,2$ et $13,7\pm 2,2$ ka (Rodès, 2008 ; Pallàs *et al.*, 2010). Par contre, ces complexes internes sont très mal exprimés en Capcir et *a fortiori* dans les brèves langues glaciaires du Cambre d'Aze. Sur l'aire du glacier de l'Ariège, on a rapporté à ce stade des dépôts morainiques latéraux ou en placages visibles sous le col du Puymorens le long de la N 20 et dans l'entaille du Ruisseau d'en Garcia, ainsi que dans l'auge, vers l'Hospitalet et en aval ; un vestige bien conservé de vallum frontal, en 2 cordons successifs, existe

immédiatement en amont de Mérens ; *mais il est dessiné par erreur sur la carte comme une moraine issue de la vallée du Mourgouillou*. Plus en aval (feuille Ax-les Thermes), le verrou rocheux d'Ax-les-Thermes a fourni un âge ^{10}Be à $15,4\pm 3,4$ ka et deux autres des âges à $14\pm 0,7$ et $14,2\pm 2,1$ ka (Delmas, 2009 ; Delmas *et al.*, 2011 et 2012), fixant une borne minimale pour le retrait du glacier et l'âge de son complexe frontal, dit ici stade de Petches, en assez bon accord avec les dates obtenues au col du Puymorens sur la moraine frontolatérale de Porté. L'ensemble de ces moraines internes représenterait donc la fin du Pléniglaciaire würmien et le Tardiglaciaire, plus précisément jusqu'au Dryas ancien inclus. La limite entre Gy2 et Gy3, fondée sur des considérations morphostratigraphiques, est certainement diachrone comme le montrent les datations maintenant disponibles, avec une déglaciation beaucoup plus rapide et plus importante sur le versant Sud-Est du Carlit. La tourbière fossile de la Grave, en amont du dernier stade interne de la Têt et à 2 150 m, sous un cône proglaciaire relié à la première moraine des cirques, a livré un âge ^{14}C de $16\ 000\pm 100$ ans BP et, après calibration, 19 204 à 18 666 cal. BP ; deux nouveaux prélèvements au sommet et à la base de ce même horizon tourbeux ont donné respectivement 16 795 \pm 85 ans BP (20 250 à 19 870 cal. BP) et 16 585 \pm 195 ans BP (20 260 à 19 370 cal. BP) (Delmas, 2005, 2009 ; Delmas *et al.*, 2008).

Gy3. Stade des cirques. Les faciès à gros blocs tendent à se généraliser dans les cirques, mais il ne faut pas y confondre les véritables cordons morainiques, toujours bien dessinés, hauts de quelques mètres, plus riches en fines et comportant des clastes émoussés, et les bourrelets et festons de glaciers rocheux (GRy) dont il sera question plus loin et qui sont toujours associés aux grands éboulis de versant. Ces formes de glaciers rocheux peuvent remanier ou recouvrir les authentiques moraines et elles deviennent omniprésentes dans certains cirques. Les moraines de glaciers véritables sont bien représentées dans le Carlit, par exemple les cirques de la Grave, des Sobirans, de la Coma dels Forats et de Solana Carnicera, pour le versant Sud-Est de la crête, et cirques du Bac de Col Rouge et de l'étang des Forats pour le versant Ouest. On peut y lire parfois jusqu'à 3 ou 4 arcs successifs. Ce stade est bien représenté aussi dans le massif de l'Hospitalet, particulièrement les cirques exposés au Nord ; en aval des glaciers rocheux Gry, il y a souvent de beaux cordons glaciaires frontaux et latéraux attribuables à ce stade, particulièrement dans la vallée des Bésines. Les âges ^{10}Be sur blocs morainiques disponibles (Rodès, 2008 ; Pallàs *et al.*, 2010) indiquent $11\pm 0,9$ à $12,5\pm 1,7$ ka dans le cirque de l'Orri, au S du Puymorens, et $11,1\pm 2$ à $14,6\pm 1,4$ ka tout en amont de la vallée de Campcardos (feuille Fontargente) ; sur la Têt-Grave, en amont de la tourbière fossile, deux cordons successifs ont donné respectivement $12,3\pm 1,8$ et $13,6\pm 1,9$ ka pour le premier et $11,6\pm 1,8$ ka pour le second (Delmas, 2009 ; Delmas *et al.*, 2008). Une partie au moins de ces moraines des cirques est donc à rapporter au Dryas supérieur. Mais leur substitution à peu près générale par des glaciers rocheux suppose l'intervention postérieure d'une phase de froid sec très vif, qui est habituellement corrélée aussi avec ce même Dryas récent.

Remarque. Les datations ¹⁰Be données dans les paragraphes précédents ont été acquises avant 2009 et devraient être recalculées et un peu vieilles, en raison des nouveaux taux de production utilisés maintenant pour le ¹⁰Be. Par ailleurs de nouvelles données en cours de publication portent sur la haute vallée de l'Ariège et permettent de préciser les étapes de la déglaciation et de l'abandon de la diffluence du col du Puymorens.

Dépôts de versant et de piémont. Formations périglaciaires

GRy. Glaciers rocheux de cirques et éboulis flués associés d'âge tardiglaciaire. Ce sont d'authentiques formations périglaciaires où l'existence d'un pergélisol permet le fluage d'une masse de matériaux caillouteux grossiers fournis par un éboulis à l'amont, voire pouvant remanier d'anciennes moraines. Certains forment de simples guirlandes de pied de versant, d'autres s'avancent en langues ou lobes à fronts abrupts au plancher des cirques. Les plus bas peuvent dater des phases précoces de la déglaciation et leur front se tient vers 1 800-1 900 m (ubac de la Lladura et de Balcère) et on les a notés GRy2-3. Dans la plupart des cirques et au-dessus de 2 400 m, ils succèdent aux moraines véritables Gy3 et on les a notés GRy3-4 et GRy4, du Dryas récent en particulier. La plupart sont hérités et inactifs, colonisés par la végétation basse, voire les pins à crochet ; leurs blocs sont encroûtés de lichens et portent des marques d'altération superficielle (vasques, enclaves en saillie, etc.) ; leur front est émoussé et leur surface affaissée en arrière des arcs frontaux. Seuls les plus élevés, vers 2 600 m et en exposition Nord, ont des formes fraîches qui suggèrent une activité périodique pendant l'Holocène, voire une certaine mobilité actuelle (cirque des Andorrans et du Carlit de Baix-Puig de Sobirans). *En amont de Porté, à El Salit et la Font Gran, l'indice GRy4 a été porté par erreur sur des dépôts de versant, écroulements, éboulis ou moraines glissées.*

S. Formations de pente solifluées ou gélifluées. Épais d'un à quelques mètres au plus, ces matériaux se généralisent sur les versants d'ubac dès 1 500 m, mais ils demeurent très discontinus en adret jusqu'à 1 800 m, voire 2 000 m. On ne les a représentés que très ponctuellement ou par un figuré « transparent » de points gris-vert pour ne pas masquer les affleurements du socle. Les faciès sont très variés : arènes fauchées et litées mises en place par cryoptation, mais surtout convois à blocs dans une abondante matrice limono-sableuse, déplacés par gélifluxion. Mais le bossellement des sols et des versants montre souvent la rémanence d'une banale solifluxion pendant l'Holocène. Ces couvertures se distinguent mal parfois de simples **colluvions (C)** remaniant par exemple les moraines (SCy), et elles empâtent très largement tout le pied de l'escarpement oriental du Capcir où elles sont notées SC ou SCy. L'âge de ces matériaux est très variable et peut recouvrir une bonne part du Quaternaire ; l'essentiel est würmien et noté avec l'indice y, car les éléments caillouteux sont inaltérés, mais des matériaux beaucoup plus anciens à blocs pourris à cœur existent, sur la soulane de Targassonne-Egat par exemple, d'où la notation

Sw-y ou Sx-y, dans ce cas là (NB : ces notations prévues en légende ont malheureusement disparu de la carte imprimée).

SCy. SC. **Colluvions**. Voir paragraphe précédent. (Cette notation concerne le talus oriental du Capcir.)

E. **Éboulis de pente indifférenciés**. Sous ce terme générique se placent des formes et des formations variées dont le point commun est le rôle déterminant de la gravité. Il y a peu d'éboulis véritablement actifs, même en haute altitude où la végétation vient piquer les zones potentielles de départ (face Nord du Péric par exemple) et G. Soutadé (1980) comme S. Huc (2010) soulignent la lenteur relative de leur édification actuelle. Comme le montre leur passage vers l'aval aux glaciers rocheux, l'essentiel de ces accumulations d'altitude date du Tardiglaciaire ou de l'Holocène ancien ; ils offrent fréquemment un faciès lité, assimilable à des grèzes ou des groizes, sur roche schisteuse. Sur roche massive, comme les granites, les éboulis sont beaucoup plus grossiers et faits de blocs métriques. Ceux de la vallée du Carol datent du Tardiglaciaire sinon du Würm supérieur et ont accompagné la déglaciation ; ils sont figés et seulement remaniés par de rares laves torrentielles ou les avalanches, au débouché des couloirs. Sur les versants qui n'ont pas été englacés, toutes les transitions existent avec les convois limoneux à blocs, plus ou moins lavés de leurs fines. On a noté EGy les **moraines éboulées** ou glissées qui tapissent les versants d'auge plus ou moins raides et là encore toutes les transitions existent avec les faciès colluvionnés notés SCy ou CGy.

J. **Cônes de déjection**. Ce figuré recouvre aussi une large gamme de formes et de formations, qu'individualise leur dispositif en cône. Les plus pentus, dans la vallée du Carol, sont des **cônes de déjection torrentiels** ou des cônes d'avalanche, souvent d'ailleurs des formes mixtes associant ces deux dynamiques ; leur édification couvre pour l'essentiel le Tardiglaciaire et éventuellement l'Holocène, mais actuellement ils sont peu actifs et largement colonisés par la végétation ; on les a néanmoins notés Jz. Des formes similaires, tout aussi végétalisées, existent en altitude (vallée de la Grave, Étang Sobirans) ; quelques laves torrentielles datant des dernières décennies en remanient la partie apicale. En Capcir des **cônes de déjections anciens**, plus vastes, ourlent le pied de l'escarpement oriental et montrent un dispositif étagé : lanières anciennes Jv ou Jw, cônes Jx et Jy et petits cônes récents Jz raccordés aux alluvions tourbeuses de l'Aude. Dans les vallées de l'Ariège, de l'Oriège et du Galbe, des cônes d'avalanche et torrentiels alimentés par des zones d'arrachements et d'éboulements de flanc volumineux ont recouvert le plancher holocène ou glaciaire des vallées : le cône du Couillet à l'embouchure du Mourgouillou en face de Mérens a déplacé le cours holocène de l'Ariège et s'est très probablement alimenté des matériaux de l'arrachement de la Gadine dans les schistes. Celui de la Jasse de l'Orry Vell, en haute Oriège et celui de la Baga de Vall de Galbe, en Capcir, ne sont que très partiellement déblayés par les rivières qu'ils avaient momentanément obturées, créant un lac en amont. On identifie bien dans tous les cas le cirque d'arrachement amont, malgré sa

revégétalisation. Les six structures d'éboulement-arrachement identifiées sur la feuille sont toutes situées à proximité de la faille de Mérens, au Nord de la carte.

Holocène à Actuel

Fz. Alluvions fluviales. Ces dépôts fluviaux sableux à sablocaillouteux forment un étroit ruban discontinu le long de l'Aude et de ses affluents en Capcir, souvent tourbeux en surface. Vers les amonts, dans les auges et jusque dans les cirques, le remblaiement des ombilics glaciaires associe cônes de déjections, dépôts fluviaux sablocaillouteux, argiles grises lacustres et **tourbes (FzT)**. Dans les grandes vallées glaciaires en U du Carol et de l'Ariège les dépôts Fz du lit vif sont très restreints et souvent pas individualisés, sauf sur le Carol, en amont d'une série de gorges entaillées à travers les mylonites de granite obliques sur la vallée, où il existe des dépôts épais et étalés, comme à Porta ou à Porté (*où ils sont notés par erreur JW*). L'âge de ces dépôts de fond de vallée est certainement variable et peut recouvrir en général le Tardiglaciaire et l'Holocène, même s'ils sont notés Fz ou FzT, les matériaux tourbeux en formant souvent la partie supérieure et étant d'âge holocène. Ces pièges ont livré quelques séquences polliniques classiques (**sites datés par pollens** notés 2), comme la Borde, Balcère et le Racou (Jalut, 1977 ; Reille, 1990, 1991 ; Reille et Lowe, 1993 ; Guiter *et al.*, 2005), dont la base est ancrée dans le Pléniglaciaire supérieur terminal à la Borde (Têt), le Dryas ancien à Balcère (date ^{14}C à 13 773+/-135 BP à la base de la séquence vers 3 m à 3,5 m de profondeur), le Dryas récent au Racou (lac au SE des Bouillouses) ; les **sites datés par ^{14}C** sont notés 1.

Niches d'arrachement (1) et dépôts d'éboulement (2). Voir ci-dessus, § Cônes de déjection. Il existe aussi, longtemps passées inaperçues mais néanmoins notées dans les schistes sur la feuille Saillagouse, de nombreuses marques d'instabilité en grand des versants, avec crêtes dédoublées, fentes ouvertes et désordres hydrologiques. Ces phénomènes lents, dénommés *Rock slope failures* ou *sackungs* (Jarman *et al.*, 2014), sont présents dans la vallée de la Grave, sur l'ubac du Castella, mais aussi dans la haute vallée de l'Oriège, dans celle d'Orgeix (pic de Coste Rebenc), sur la haute Ariège (feuille Fontargente). Ces stigmates n'ont pas été portés sur la carte.

Dépôts techniques (haldes de galeries forées) (3).

ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES

INTRODUCTION

Ce chapitre concerne principalement l'évolution structurale ; les évolutions sédimentaire, métamorphique et magmatique seront traitées plus sommairement. La structuration des Pyrénées orientales résulte de la superposition de cinq épisodes tectoniques majeurs :

– la *tectonique préhercynienne sarde médio-ordovicienne*, à l'origine de la discordance de l'Ordovicien supérieur sur les terrains préhercyniens cambriens ; un intense plutonisme granitique, à l'origine des grands massifs orthogneissiques hercyniens (Canigou-Carança, Mont-Louis, Hospitalet, etc.), se développe pendant cette période (Ordovicien inférieur-moyen et même supérieur) ;

– la *tectonique hercynienne s.s.* (Pennsylvanien = Carbonifère supérieur), antérieure (D1) à la mise en place de vastes plutons de granitoïdes (Mont-Louis–Andorre, Quérigut, etc.), ou synchronique de cette mise en place (D2) ; très polyphasée, elle se marque par la succession de déformations précoces D1 (plis couchés, schistosité régionale omniprésente sauf dans les plutons, chevauchements, détachements) puis tardives D2-D3 (plis droits décakilométriques ou dômes structuraux, zones mylonitiques, etc.) ;

– la *tectonique finihercynienne* (Stéphanien-Autunien), en partie synchronique semble-t-il de la fin de la tectonique hercynienne *s.s.* (D2 *p.p.*, D3) marquée par de grandes failles normales et du volcanisme ; cependant, certaines grandes failles normales pourraient être éocènes, voire médiocrétacées ;

– la *tectonique alpine* finicrétacée à oligocène, se traduisant par des chevauchements et les plis de rampe associés ; c'est surtout à l'Éocène que s'édifie la chaîne alpine pyrénéenne ;

– la *tectonique postalpine*, oligocène à quaternaire, marquée par de grandes failles normales et la formation de bassins de type hémigraben (Cerdagne, Capcir, etc.) ainsi que par un *uplift* généralisé.

Sur la feuille Mont-Louis, ce sont principalement les tectoniques hercynienne (*s.l.*) et postalpine qui sont enregistrées, la tectonique alpine étant considérée comme de peu d'importance (voir la notice Prats-de-Mollo pour cette dernière).

C'est seulement à l'échelle d'un territoire plus vaste que celui de la carte Mont-Louis que ces évolutions peuvent se comprendre ; il sera donc souvent fait référence aux notices des feuilles voisines. La carte géologique est accompagnée par :

– un schéma structural à 1/250 000 (*Pl. ht. 2*) couvrant un domaine d'environ 65 x 40 km ;

– trois coupes structurales à 1/200 000 (*Pl. ht. 3*) ;

– une carte gravimétrique commentée brièvement ci-dessous.

Coupes structurales. La *planche hors texte n° 2* propose trois coupes structurales, deux N-S (coupe I et II) et une E-W (coupe III) :

– la coupe I-I', dans l'Ouest de la carte, du massif de l'Aston à la Cerdagne, passe par le dôme de l'Hospitalet et le massif granitique du Carol ;

– la coupe II-II', dans le centre-Est de la carte, entre le massif de l'Hospitalet et le massif du Puigmal, passe par la bande de Mérens, le dôme et le pluton de Mont-Louis, la faille de la Têt et le Sud-Ouest du massif de Carança ;

– la coupe III-III', E-W, passe par le massif de l'Hospitalet, le dôme de Mont-Louis, le lobe oriental du pluton de Mont-Louis et l'encaissant oriental du pluton.

Carte gravimétrique. La carte des anomalies de Bouguer résiduelles restitue l'effet des contrastes de densité des premiers kilomètres sous le relief ; le contraste de densité est toutefois globalement faible entre le granite (leucogranite : 2,67 ; monzogranite : 2,70 ; granodiorite : 2,75 ; tonalite : 2,81) et son encaissant (gneiss : 2,64 ; micaschiste à andalousite : 2,70 ; carbonates : 2,8 ; cornéenne et schistes tachetés : 2,75 ; schistes : 2,77).

La carte fait apparaître une anomalie négative liée au pluton de Mont-Louis–Andorre, même si celle-ci n'en épouse pas exactement la forme à l'affleurement, avec deux grandes zones de plus fortes anomalies négatives, de -18 mgal au maximum, aux extrémités Ouest et Est. Les contours du massif correspondent grossièrement aux isanomales de valeurs -10 mgal aux extrémités Ouest et Est, et de valeur -5 mgal entre les deux. Des gradients marqués n'apparaissent qu'au niveau des extrémités Ouest et Est. Ceci résulte à la fois des variations d'épaisseur du batholithe et de la nature variable de l'encaissant.

Dans la partie Ouest du massif, l'anomalie négative se superpose relativement bien aux contours du pluton. Les isanomales dessinent une forme rectangulaire allongée Nord-Ouest / Sud-Est. Au Nord-Ouest de ce secteur, l'élargissement vers l'Ouest des anomalies de Bouguer suggère l'extension du granite sous son encaissant et un lien avec le petit massif satellite d'Andorre-la-Vieille, 5 km plus à l'Ouest. Au Nord de cette même zone, le gradient bien marqué vers le Nord marque le contact entre le granite et les formations siluro-dévonniennes de l'encaissant.

L'anomalie négative située à l'Est, légèrement allongée selon une direction Nord-Nord-Est / Sud-Sud-Ouest correspond, elle aussi, assez bien aux contours du pluton, notamment à son apophyse située au Nord-Est, en partie masquée par les formations quaternaires du Capcir. Cette zone de plus forte anomalie négative englobe aussi le dôme de Mont-Louis, formé essentiellement d'orthogneiss constituant le plancher du granite, et dont la densité est un peu

plus faible. La limite Nord de cette zone d'anomalie négative correspond à la terminaison Est de la faille de Mérens. Dans sa partie Est, la signature négative du massif rejoint celles des orthogneiss de Carança au Sud-Est et de l'Hospitalet au Nord.

En l'absence de modélisation détaillée de la carte gravimétrique, en termes d'épaisseurs, on peut seulement dire que la terminaison Ouest semble correspondre à une épaisseur relativement importante de granodiorite à biotite, tandis que la partie Est, surtout constituée de granodiorite et de tonalite à biotite et hornblende, paraît moins épaisse, avec les niveaux les plus profonds formant des sills intercalés dans les orthogneiss, de faible densité eux aussi.

ÉVOLUTION PRÉHERCYNIENNE

Dans les Pyrénées orientales, l'abandon de la notion de socle cadomien – constitué en partie par des métagranites qui aujourd'hui sont 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 orogénique cadomien majeur, conduit à poser la question de l'existence d'événements *cadomiens* associés à la partie inférieure (Groupe de Canaveilles), édiacarienne, 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 (~475-445 Ma) est une période particulièrement active avec la mise en place d'énormes laccolites granitiques (transformés en massifs gneissiques stratoïdes à l'Hercynien) et une tectonique marquée par de grands plis, des basculements et des failles, et suivie d'une érosion à l'origine de la discordance cartographique et angulaire de l'Ordovicien supérieur sur la série préhercynienne. On peut qualifier de *sardes* ces événements.

Édiacarien - Cambrien *s.l.*

Aucune véritable étude sédimentologique n'a à ce jour été consacrée à la série préhercynienne. Globalement, on peut dire que la série est marine, déposée en conditions de plate-forme plus ou moins profonde et parfois littorale, ou de bassin parfois euxinique ; ces conditions sont souvent très uniformes à l'échelle de la carte mais très variables dans le détail.

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 simplement à la série un caractère « shalograuwackeux » (Baetens, 1989), ou plus marquée, avec développement de faciès volcanosédimentaires (tuffites) gréseux fins distaux (« microgranulés ») ou plus grossiers et proximaux (« granulés »), et de véritables tufs volcanodétritiques (Guitard, 1970). La composante volcanique proximale paraît

centrée sur le Vallespir : elle est très développée sur l'Est de la feuille Prats-de-Mollo, le Nord de la feuille Arles-sur-Tech et le Sud-Ouest de la feuille Céret ; elle est plus discrète ou absente plus au Nord (feuille Prades) à l'Ouest (feuille Mont-Louis). Dans la Formation de Canaveilles, les intercalations calcarodolomitiques traduiraient des diminutions de la profondeur de dépôt et le développement de conditions récifales, comme le suggèrent certaines surépaisseurs brusques et locales. À ce jour, aucun dépôt glaciogénique (diamictites ou tillites) n'a été décrit dans les Pyrénées, ce qui est cohérent avec l'âge édiacarien supérieur (≤ 580 Ma) supposé du Groupe de Canaveilles.

Les brèches (volcano)sédimentaires de la Formation de Tegurà, à la base du Groupe de Jujols, s'interprèteraient comme la conséquence de mouvements tectoniques ou encore comme soulignant une régression importante (cônes de bas niveau marin ?). Le Groupe de Jujols (Cambrien *s.l.*), par rapport au Groupe de Canaveilles, est caractérisé par un renouvellement des apports détritiques et de leur source, et par la disparition de la composante volcanique. Les microconglomérats quartzeux de la Formation d'Évol, riches en tourmaline, zircon, etc., suggèrent une source de nature granitique dont la localisation, à l'échelle des Pyrénées, serait à rechercher au Nord du domaine (ils sont très développés au Nord-Ouest de la feuille Mont-Louis) ; ils se raréfient vers le Sud, notamment sur la feuille Prats-de-Mollo. Les schistes rubanés, assez fréquents dans la Formation d'Évol, se généralisent dans la Formation de Jujols ; ils pourraient s'interpréter comme des tempestites (rides, rythmites gradées, etc.) déposées sur une plate-forme plus ou moins profonde ; le caractère « flyschoidé » ou turbiditique distal souvent attribué aux schistes de Jujols paraît moins probable (P. Razin, comm. pers.).

Tectonique et plutonisme ordoviciens

D'importants événements se déroulent à l'Ordovicien :

- des déformations et une érosion de la série préhercynienne, à l'origine de la *discordance sarde* de l'Ordovicien supérieur par lequel débute la série hercynienne ;
- la mise en place de grands laccolites granitiques, à l'Ordovicien inférieur-moyen mais aussi à l'Ordovicien supérieur, qui seront orthogneissifiés à l'Hercynien.

Sur les feuilles Prats-de-Mollo et Saillagouse, la discordance de l'Ordovicien supérieur est aujourd'hui bien décrite. On peut considérer que la tectonique sarde est associée à un soulèvement général et très probablement une émergence qui ont eu comme conséquence une érosion notable de la série préhercynienne, dont une tranche pouvant atteindre 4 000 m a été érodée avant le dépôt en discordance majeure de l'Ordovicien supérieur. Cette discordance cartographique est beaucoup plus faible sur les feuilles Prades et Mont-Louis. (Discussion et références *in* notice Prats-de-Mollo.)

Une incertitude pèse sur l'âge exact des métagranites laccolitiques intrusifs dans la Formation de Canaveilles, des massifs du Canigou-Carança et du Freser (voir notice Prats-de-Mollo), certains pouvant être ordovicien inférieur-moyen (~475-465 Ma), d'autres (dont le granophyre de Ribes de Freser, encaissé dans un Ordovicien supérieur très volcanogène) étant plutôt ordovicien supérieur (~460-445 Ma). Deux épisodes magmatiques, l'un médio-ordovicien (sarde *s.s.*), l'autre ordovicien supérieur, sont donc envisageables, à moins qu'il ne s'agisse que d'un seul épisode de longue durée (~30 Ma) ; sur la feuille Mont-Louis, les métagranites de l'Hospitalet et de l'Aston relèveraient du premier épisode. Par ailleurs, la chronologie relative entre, d'une part la mise en place des intrusions médio-ordoviciennes, et d'autre part les déformations sardes et l'érosion subséquente, est inconnue. De plus, à ce jour aucune structure n'a pu être reliée explicitement à la mise en place des laccolites ordoviciens, même s'il est tentant d'y associer le soulèvement sarde.

Il est difficile de préciser la géodynamique de cette période longue d'au moins 30 Ma si l'on y inclut le magmatisme ordovicien supérieur (discussion *in* Navidad *et al.*, 2010). On retiendra seulement l'importance, déjà pressentie par J. Ravier *et al.* (1975), des événements sardes (« calédoniens »), bien que ni métamorphisme (autre que de contact) ni schistogenèse ne semblent leur être associés.

ÉVOLUTION HERCYNIENNE

Dans les Pyrénées orientales, la période préorogénique – non détaillée dans cette notice – va de l'Ordovicien supérieur au Mississippien ; elle est longue d'environ 140 Ma (~ 455-325 Ma). Elle est caractérisée (mis à part le volcanisme et probablement le plutonisme de l'Ordovicien supérieur, cf. *supra* et notice Prats-de-Mollo) par une évolution sédimentaire de plate-forme ou de bassin peu profond, souvent carbonatée, complexe et variable, et s'achève par le dépôt d'une série turbiditique (un flysch appelé *Culm*) d'âge finivéséen à namurien A (Serpukhovien = Mississippien supérieur). Ce n'est donc pas avant ~325 Ma (Namurien B-C) que débutent les déformations hercyniennes ; elles se déroulent jusqu'à l'Autunien (Permien inférieur).

Tectonique hercynienne (Namurien à Stéphanien *s.l.*) : généralités

L'évolution tectonique hercynienne des Pyrénées orientales (Fig. 8) est particulièrement complexe et reste discutée sur de très nombreux points : nombre de phases de déformation, chronologie relative des structures (schistosités, plis droits et couchés de toutes tailles, chevauchements), relations avec le (les) métamorphisme(s) et le plutonisme, régimes de déformation et de contraintes (compressif, extensif et/ou décrochant) et implications géodynamiques.

Pour l'ensemble des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est de la Zone Axiale pyrénéenne (Argelès-sur-Mer-Cerbère, Céret, Arles-sur-Tech, 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 (Laumonier et Guitard, 1978 ; Guitard *et al.*, 1984 ; Laumonier *et al.*, 1984), mais avec la notation de B. Laumonier *et al.* (2010) légèrement modifiée. La schistosité hercynienne dite majeure ou régionale ou dominante (Sr) a cependant un âge et une signification variables – et discutés – 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 sont repris de Laumonier *et al.* (2014).

Les structures cartographiques majeures les plus évidentes (voir *Schéma structural*) sont de grands **dômes anticlinaux** décakilométriques (Aston, Hospitalet, Mont-Louis, Canigou-Carança) séparés par des **zones synclinales** plus étroites ; gneiss et micaschistes apparaissent au cœur des premiers, le Dévono-Carbonifère est parfois conservé dans les secondes (synclinal de Villefranche-de-Conflent et bande de Mérens). En ce qui concerne les structures dites *précoces* très généralement considérées comme antérieures à la formation des dômes tardifs mais aussi à la mise en place des grands plutons granitiques (celui de Mont-Louis, en particulier), c'est la *schistosité régionale Sr* (*schistosité dominante Sd*), notée *schistosité dominante Sm* dans la légende de la carte, qui est la plus évidente, mais aussi la plus problématique. En particulier, la question de savoir si cette schistosité est née plate et l'est restée dans les zones profondes appelées *infrastructure*, si elle est née redressée dans les zones plus superficielles appelées *suprastructure*, et s'il s'agit bien – ou non – de la même schistosité dans les deux étages structuraux, reste débattue. Pour une présentation plus approfondie de ces questions, le lecteur est renvoyé à la notice Prats-de-Mollo (p. 76-79).

Dans une version modifiée et complétée du modèle proposé par B. Laumonier *et al.* (2010) pour les Pyrénées les plus orientales, il est fait une distinction claire entre deux grandes étapes de la structuration hercynienne *s.s.* :

– une **étape précoce D1**, marquée par des plis couchés et des chevauchements à vergence S-SW, et par la schistosité régionale majeure (Sr = S1c) ; D1 s'achève par un important épisode extensif (noté D1'), associé à au moins un détachement majeur ;

– une **étape tardive D2-D3**, marquée par des plis (D2) de divers types, en particulier les grands dômes tardifs et les synclinaux interposés, droits ou déversés au S (D2b), et des schistosités tardives d'inégal développement ; pendant D2 se développe le métamorphisme de HT-BP MII (qui culmine pendant D2a) et se mettent en place les plutons (D2a-c) ; une importante mylonitisation achève l'étape tardive (D3).

L'étape précoce D1 est « froide », l'étape tardive D2 est « chaude ». Ce modèle est compatible avec celui développé dans l'Ariège par Y. Denèle (2007) et par Y. Denèle *et al.* (2009b, 2012). En revanche, la comparaison avec les modèles tectonométamorphiques, assez divers par ailleurs, développés plus à l'Ouest par d'autres auteurs n'est pas toujours facile ; c'est le cas pour les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet et les régions andorranes (Zwart, 1965, 1979 ; Hartevelt, 1970 ; Verhoeff *et al.*, 1984 ; van den Eeckhout, 1986a ; van den Eeckhout et Zwart, 1988 ; Alías, 1995 ; Mezger, 2005, 2009 ; Clariana *et al.*, 2009 ; García-Sansegundo *et al.*, 2011 ; Clariana, 2015 ; Margalef, 2015 ; Mezger et Régnier, 2016). Certaines différences majeures seront évoquées dans les paragraphes suivants.

Les déformations hercyniennes précoces (D1-D1')

Il s'agit des structures de toutes dimensions antérieures aux déformations D2 dites tardives, au métamorphisme MII de HT-BP et au plutonisme. Tant dans les métasédiments que dans les orthogneiss métagranitiques, la structure précoce la plus évidente sur le terrain est la schistosité régionale $Sr = S1$, généralisée, qui affecte presque tous les lithotypes, mais avec une intensité très variable selon le niveau structural ; il s'agit d'une schistosité $S1c$ qui peut parfois être transposée par la schistosité $S2a$ dans la mésozone MII, ou encore être largement effacée par la migmatitisation MII et/ou celle induite au mur du pluton de Mont-Louis. La déformation D1 est polyphasée ($D1a$, $D1c$ et $D1'$, principalement), ce qui complique son analyse. Cette partie de la notice est reprise et simplifiée de celle de Prats-de-Mollo (Laumonier *et al.*, 2015b), à laquelle le lecteur est renvoyé pour plus de détails et de discussions, et complétée en ce qui concerne le massif de l'Hospitalet.

La déformation D1 à l'échelle microstructurale

Les caractéristiques microstructurales de la déformation D1 varient beaucoup en fonction du niveau structural. Les différences sont à la fois atténuées (par recristallisation) et accentuées (par transposition) par la déformation tardive $D2a$ et le métamorphisme de HT-BP MII, dont l'intensité croît du haut vers le bas (cf. *infra*).

Dans les orthogneiss, la schistosité $S1$ est inégalement développée. Elle est très marquée dans les gneiss $G2$ et certains gneiss $G1$ (orthogneiss œillés de type Canigou, leucogneiss de type Carança), moins dans d'autres gneiss $G1$ à grain fin (leucogneiss leptynitiques). La schistosité $S1c$ est très visible dans le massif de Carança, où elle est associée à une linéation minérale $L1c$ Nord-Est /Sud-Ouest. $S1c$ et $L1c$ sont largement effacées par la déformation $D2a$ dans les gneiss de l'Hospitalet (cf. *infra*) et par la migmatitisation induite par le laccolite de Mont-Louis dans les gneiss de Mont-Louis et d'Eyne-Planès.

		schistosités			
Autunien (Permien)	Ma	D3 (D2d)	mylonites dextres et/ou inverses → S	D8	S3
Autunien (Carbonifère)	~299	D2c	plis N-S à NE-SW	D7/S7	S2c
Stéphanien C	~302	D2b	doming : mégaplis E-W droits à déversés au S	D6/S6	S2b
Stéphanien B Stéphanien A Cantabrien	(~304) ~305,5 ~307,5	D2a	extension syn-convergence plis E-W déversés au N, cisaillements haut vers E	D5/S5	
Westphalien D	~309	D1'	détachements vergence S	D4/S4	S1-2 (S1c-2a)
Westphalien C	(~310)	D1c (D1b)	schistosité régionale ± chevauchements (plis, schistosité)	D3/S3	S1'
Westphalien B Westphalien A	~315				S1c
Namunien B-C	~318,5 ~320	D1a	chevauchements vers S plis couchés vergence S	(D2)	(S1a)
Namunien A	~325	fin du dépôt du flysch (Culm) viséo-namunien		D1	feuille Pradès
masses volcanogènes		déformations hercyniennes s.s.			
failles décro-normales		déformations précoces			
transension dextre		D2-D3 tardives			
		exhumation			

BL2017

Fig. 8 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme.

Dans les micaschistes souvent très cristallins venant au-dessus des orthogneiss, la schistosité S1c est de type continu (« schistosité de flux »), luisante et le plus souvent confondue avec la stratification S0 ; elle est soulignée par un fin litage millimétrique parallèle à S0 d'origine tectonique. Schématiquement, à l'issue de D1 (et une fois soustraits les effets du métamorphisme MII), S1 devait être à muscovite-biotite et la cristallinité était sans doute modérée. Vers le haut (dans les schistes de Cabrils notamment), la cristallinité diminue rapidement, la roche devient mate et S1c est alors une schistosité ardoisière à chlorite-muscovite mais qui reste subparallèle à S0.

Dans les schistes plus ou moins rubanés du Groupe de Jujols, de très faible cristallinité, S1c est de type espacé (« schistosité de strain slip ») et s'écarte plus ou moins fortement de S0. Très généralement, cette S1 est primaire, le parallélisme des phyllites (chlorite, muscovite) avec S0 visible dans les microlithons étant d'origine diagénétique, comme c'est le cas dans le Conflent (Laumonier et Guitard, 1978 ; notice Prades), et il n'y a donc pas de schistosité continue généralisée plus ancienne que S1c et subparallèle à S0. Les axes des microplis P1c et des linéations d'intersection L1c∩0, ainsi que les (rares) linéations d'étirement associées sont dans l'ensemble orientées au secteur Nord-Est / Sud-Ouest, avec une variabilité de plus en plus grande vers le haut.

Dans le Dévono-Carbonifère, la schistosité S1 n'est pas développée dans les calcaires massifs.

Discussion. Il faut d'abord souligner, dans le massif de Carança, la parfaite continuité entre la schistosité des gneiss et celle des micaschistes sus-jacents, et le passage progressif (sauf au niveau de l'accident du Puigmal, cf. *infra*) de la schistosité continue des micaschistes à la schistosité espacée des schistes sus-jacents, comme c'est le cas dans le Conflent au Nord du Canigou (Autran *et al.*, 1970 ; notice Prades). Si une schistosité antérieure a pu exister – et son existence est envisageable compte tenu de l'importance et du style des mégastructures D1a, par exemple dans le Synclinal de Villefranche-de-Conflent –, elle a été presque entièrement effacée (discussion *in* notice Prats-de-Mollo). Par ailleurs, rappelons que dans le modèle adopté ici, la schistosité S1c n'a pas été, sauf localement, transposée par S2a (cf. *infra*). En conclusion, on peut dire que (sauf peut-être au toit des gneiss de l'Hospitalet, cf. *infra*), la seule schistosité pénétrative visible dans les séries gneissiques et schisteuses est la schistosité précoce S1c, les schistosités tardives (S2) étant généralement peu ou pas développées.

Les grandes structures D1-D1'

Plis couchés et chevauchements (D1). Ces structures, typiques des niveaux structuraux supérieurs, ne sont pas vraiment reconnues sur la feuille Mont-Louis.

Les spectaculaires plis et chevauchements affectant l'Ordovicien supérieur et le Dévono-Carbonifère du Synclinal de Villefranche (notice Prades ; Laumonier, 2016) deviennent méconnaissables à l'Ouest du Capcir, dans la bande Mérens, du fait de l'étroitesse de cette zone structurale et de l'intensité des déformations mylonitiques tardives qui l'affectent.

Le *pli de Valcebollère* est un mégapli en genou N110°E à regard Sud-Sud-Ouest – un anticlinal doublé vers le Sud-Ouest d'un synclinal –, bien repéré dans le Groupe de Jujols à l'Ouest et au Sud du Puigmal (feuille Saillagouse), entre le dôme du Freser et le Néogène de Cerdagne (Laumonier et Autran, 2001 ; notice Prats-de-Mollo). Vers l'Ouest, il se prolonge certainement dans le domaine schisteux situé entre le massif du Carol et le Néogène de Cerdagne, et peut-être, de manière plus spéculative, au-delà du pluton d'Andorre.

Ces mégastructures sont considérées comme les plus précoces (D1a) dans la mesure où elles sont recoupées par la schistosité majeure S1c.

Détachements (D1')

Le *détachement du Puigmal*. Un contact tectonique majeur se suit parfaitement au Sud de l'anticlinal de la Carança, autour du dôme du Freser et dans le synclinal des Rocs Blancs (feuilles Saillagouse et Prats-de-Mollo), et plus difficilement dans les vallées d'Eyne et de Llo (carte Saillagouse/Mont-Louis). Il permet de définir une unité supérieure ou *unité du Puigmal*, et une unité inférieure ou *unité de Núria*. Le contact, post-S1c, est ployé par les plis tardifs D2b et semble également recoupé par les isogrades du métamorphisme de HT-BP MII, syn-D2a. Il est donc inter-D1-D2, plus précisément D1', c'est-à-dire fini-D1 ; il est considéré comme précoce. De manière remarquable, c'est un contact soustratif, à la fois vis-à-vis de la lithostratigraphie et de la structuration tectonométamorphique D1 :

– autour du dôme du Freser et surtout dans le secteur du Puigmal où le contact est subhorizontal, il tranche basalement le pli de Valcebollère, de telle sorte que le flanc court subvertical du pli, très marqué au niveau de la Formation d'Évol de l'unité du Puigmal, repose par la tranche sur la Formation de Canaveilles subhorizontale disposée au-dessus des gneiss du Freser (unité de Núria, voir coupe II) ; dans le synclinal des Rocs Blancs et sa prolongation dans la vallée d'Eyne, le contact se présente davantage comme un décollement intra-Formation de Canaveilles, ne supprimant qu'une faible partie de la formation et à vrai dire difficile à localiser ;

– le contact supprime également un étage microstructural « moyen » en superposant directement les schistes à schistosité S1c espacée très faiblement recristallisés de l'unité du Puigmal sur les micaschistes à schistosité continue beaucoup plus cristallins de l'unité de Núria.

Ce contact tectonique doit s'interpréter comme un *détachement* et non comme un chevauchement, comme initialement proposé (Laumonier et Autran, 2001).

Le **détachement du Conflent**. Dans le Synclinal de Villefranche-de-Conflent, l'empilement de plis couchés et de chevauchements ultraprécoces (D1a) affectant le Dévono-Carbonifère est porté par un contact tectonique qui, lui aussi, s'interprète mieux comme un détachement que comme un chevauchement. La prolongation de ce détachement au niveau de la bande de Mérens, à l'Ouest du Capcir, reste à étudier.

Discussion (voir la notice Prats-de-Mollo pour une discussion complète). La cinématique de ces détachements est vers le Sud-Sud-Ouest, très clairement pour celui du Conflent, moins clairement pour celui du Puigmal. L'enracinement du détachement du Puigmal – par-dessus l'anticlinal de la Carança nécessairement –, est problématique mais nécessaire : faut-il le chercher dans la zone de faille de la Têt ou plus loin au Nord dans celui du Conflent ? Dans les deux cas, un transport vers le Sud-Sud-Est de 20-25 km est à envisager. On verra plus loin que ces détachements participent de l'exhumation D1' inter-D1-D2 qui succède à l'épaississement modéré intervenu pendant D1.

Les déformations hercyniennes tardives (D2-D3) : introduction

Postérieurement aux déformations précoces D1-D1', les déformations tardives D2, très variées, sont globalement synchrones du métamorphisme MII de HT-BP et du plutonisme, antérieurement à la déformation mylonitique D3. À l'échelle des Pyrénées orientales (Fig. 8), elles se développent en quatre stades (D2a à D2c, D3), en relation avec quatre régimes de déformation successifs (Laumonier *et al.*, 1984, 2010, 2014 ; Denèle *et al.*, 2009b, 2014) :

– **D2a**, lié à la culmination du métamorphisme MII et au début du plutonisme ; le régime de déformation est de type extension synconvergence, avec amincissement vertical, raccourcissement Nord-Sud modéré, extension Est-Ouest et échappement du haut de la pile tectonique vers l'Est ;

– **D2b** (*doming*), avec formation des grands anticlinaux (dômes) et synclinaux tardifs ; le régime de déformation est principalement un raccourcissement Nord-Sud et un flambage de la croûte supérieure restée rigide au-dessus d'une croûte moyenne largement fondue ;

– **D2c**, lié à un régime de déformation de type décrochant Est-Ouest dextre, peut-être transtensif ; D2c accompagne la fin de la mise en place des grands plutons ;

– **D3**, également lié à un régime décrochant dextre, mais fortement transpressif ; D3 se marque par le développement de mylonites inverses-dextres, en contexte rétro-morphique.

Rappelons que ce canevas structural des déformations tardives a d'abord été établi sur la feuille Prades voisine (Guitard *et al.*, 1984 ; Laumonier *et al.*, 1984 ; Guitard *et al.*, 1998) par la distinction de cinq phases tardives postérieures à la

phase précoce majeure D3* (* dénote la numérotation ancienne) ; les phases tardives ont été en conséquence appelées D4* à D8*, la dernière (D8*) étant mylonitique. Par la suite (Laumonier *et al.*, 2010), il a paru utile de regrouper les phases précoces (D1*-D3*) dans une *étape précoce D1*, et les phases tardives plicatives D4*-D7* dans une *étape tardive D2* (D2a, D2b et D2c, D2b regroupant D5* et D6*) ; la phase mylonitique D8* devient alors D3. Ce canevas est pertinent pour les cartes de Pyrénées orientales (voir les notices correspondantes).

C'est en dehors des plutons, en particulier dans l'encaissant oriental du pluton de Mont-Louis, que ce découpage a pu être construit et les régimes de déformation associés aux phases tardives successives définis. La reconnaissance des déformations tardives dans les plutons, souvent difficile, est essentielle pour préciser la chronologie de leur mise en place et pour en discuter les conditions tectoniques, cinématiques en particulier. On présentera donc, d'abord les déformations tardives dans les encaissants des plutons, puis dans les plutons eux-mêmes.

Les déformations tardives (D2) en dehors des plutons

La phase D2a

D'une manière générale, on peut attribuer à cette première phase tardive toutes les structures qui sont à la fois postérieures à la schistosité majeure précoce D1c – même si son identification peut poser problème (cf. *supra*) – et antérieures au *doming* D2b. Il s'agit principalement :

- de plis, généralement petits, typiquement Est-Ouest et à vergence Nord ; fréquents dans le Conflent (feuille Prades), ils n'ont pas été formellement identifiés sur la feuille Mont-Louis ;
- de structures extensives Est-Ouest plates avec cisaillement du haut vers l'Est, parfois le Sud-Est ou le Nord-Est ; ces structures, qui caractérisent un régime de déformation de type extension syn-convergence avec allongement Est-Ouest, sont évoquées dans les zones profondes, gneiss plus ou moins fondus et interface gneiss-micaschistes, de la moitié Sud du massif de l'Aston et de la totalité du massif de Hospitalet (Van den Eeckhout, 1986a ; Van den Eeckhout et Zwart, 1988 ; Denèle, 2007 ; Denèle *et al.*, 2007, 2009b) ;
- des isogrades du métamorphisme HT-BP (cf. *infra*), qui seront ployés en grand lors du *doming* D2b.

À la retombée orientale du dôme de l'Hospitalet, la longue crête Nord-Sud du Pic de Mortiers montre, sur son versant Ouest, un repli plurihectométrique synclinal Est-Ouest couché vers le Nord dans les Formations d'Évol et de Valcebollère ; le retour anticlinal se voit sur le versant Est de la crête. Ce **pli de Mortiers** est vraisemblablement un pli tardif. Ce pourrait être un pli D2a car selon B. Van den Eeckhout (1990) qui a étudié en détail cette région, il est

associé à une déformation cisailante vers l'Est-Sud-Est, laquelle est typique de la phase D2a ; cette structure mériterait d'être à nouveau étudiée.

La phase D2b (*doming*)

On regroupe dans cette phase de déformation tardive presque tous les plis cartographiques majeurs, principalement les dômes gneissiques et les zones synclinales qui les séparent, d'échelle plurikilométrique, malgré les différences de style de ces structures. On peut en effet considérer qu'elles sont globalement synchrones, dans la mesure où il n'est pas certain que la chronologie établie dans le Conflent (Guitard *et al.*, 1984 ; Laumonier *et al.*, 1984) entre des plis « D5 » N060-070°E déversés au S repris par des plis « D6 » N110-120°E droits puisse être généralisée, comme cela a déjà été noté dans la notice Prats-de-Mollo (Laumonier *et al.*, 2015) ; néanmoins, on doit noter la prédominance des deux directions tardives N060-070°E et N100-120°E. De plus, l'association spatiale étroite entre ces structures (cf. *infra*) invite également à les interpréter conjointement. On se contentera dans cette notice d'en décrire les caractéristiques géométriques principales, du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Les relations chronologiques entre ces plis et les massifs de granitoïdes seront précisées plus loin.

Anticlinal de Carança et synclinal des Rocs Blancs. De l'*anticlinal* gneissique décakilométrique *de Carança*, N115°E subhorizontal, droit, seule l'extrémité occidentale apparaît sur la feuille Mont-Louis, dans le secteur du Cambre d'Aze, sous la forme d'une belle terminaison périclinale ; dans les gneiss, microplis et crénulations de même orientation ne sont pas rares. L'*anticlinal* de la Carança est séparé au Sud du petit dôme gneissique du Freser (voir feuille Prats-de-Mollo), également N115°E, par la *zone synclinale des Rocs Blancs*, marquée par des plis déca- à hectométriques d'axe N110-120°E déversés au S (plans axiaux moyennement pentés N) ; cette zone de plis se prolonge vers le Nord-Ouest dans la vallée d'Eyne (beau pli en genou à regard S au Cambre d'Aze, par ex.) et dans la haute vallée du Sègre. Toutes ces structures sont brutalement interrompues par la zone de faille de la Têt, zone mylonitique finihercynienne à laquelle se superpose la faille normale néogène de la Têt (cf. *infra*).

Synclinal d'Odeillo. Vraisemblablement, les gneiss d'Eyne-Planès, faiblement pentés au Nord-Ouest, se raccordent aux gneiss du flanc Sud-Est du dôme de Mont-Louis à pendage Sud-Est faible également, grâce au *synclinal d'Odeillo*, synclinal tardif orienté N055°E dont la zone axiale s'exprime dans les granodiorites de l'unité 2 du massif de Mont-Louis ; curieusement, ce synclinal disparaît au Sud-Ouest de la zone de faille de Via-Targassonne, tandis qu'il semble se prolonger vers le Nord-Est, au-delà de la faille de la Bollosa, par le synclinal de la Llagonne, cependant plus jeune puisque attribué à la phase D2c (cf. *infra*). Au Nord de Sauto, un petit repli anticlinal faisant réapparaître les gneiss complique la structure.

Dôme de Mont-Louis. Ce brachyanticlinal (environ 15 x 10 km) N080°E affecte conjointement les gneiss de Mont-Louis, les micaschistes sus-jacents et les parties anciennes (unités 1 et 2), *anté-doming*, du pluton de Mont-Louis. Les gneiss, plus ou moins fondus, et le granite des Avellans (unité 1) qui les injectent, et qui apparaissent dans la remarquable boutonnière de la Bollosa, au cœur du dôme, présentent des pendages centrifuges faibles à modérés ; les pendages tendent à s'accroître dans les granodiorites sus-jacentes (unité 2), en particulier au flanc Nord du dôme (Nord de la Bollosa), orienté N070°E et qui est subvertical, voire renversé. Au Sud-Ouest, le dôme, comme le synclinal d'Odeillo qui lui est couplé, ne dépasse pas l'accident de Via-Targassonne et son prolongement vers le Nord-Ouest (cf. *infra*).

Anticlinal de Font Viva. Ce petit (5 x 3 km) anticlinal N080°E, serré et déversé au S, divise en deux branches le synclinal du Carlit ; il constitue, avec son possible prolongement Ouest dans la zone de la mine de Puymorens (feuille Fontargente), l'encaissant supérieur du massif du Carol qui le recoupe. De manière remarquable, il montre des schistes à biotite et même à andalousite alors qu'alentour les schistes sont à chlorite-muscovite. Il s'agit donc bien d'un petit dôme tardif, postérieur au métamorphisme de HT-BP (cf. *infra*), intercalé entre les grands dômes de Mont-Louis et de l'Hospitalet.

Synclinal du Carlit. Orienté N055°E, le synclinal du Carlit est un pli très serré, déversé vers le SE, avec un flanc Nord subvertical. Ce pli se situe dans l'encaissant supérieur nord-occidental du massif de Mont-Louis et il est parallèle à la bordure du pluton, qui ne semble pas le recouper ; le synclinal du Carlit est séparé de l'anticlinal gneissique de l'Hospitalet par la faille de Lanòs (Lanou). Plus à l'Est (Lladura) le toit du pluton semble concordant avec la série encaissante, même si la carte n'est pas très claire à l'Est du Puig del Pam.

Synclinal de Camporells. Il correspond à la fois à la prolongation vers le Nord-Est du synclinal du Carlit, dont il est séparé par la faille de Lanòs, et à la retombée orientale de l'anticlinal de l'Hospitalet. Il est ouvert et plonge vers le Nord-Est, avec un flanc Sud plutôt Est-Ouest et un flanc Ouest plutôt Nord-Sud ; son cœur est occupé par les schistes de Jujols de Camporells.

Anticlinal de l'Hospitalet. Il s'agit d'un grand pli (25 x 8 km au niveau des gneiss) de trace axiale Est-Ouest et de plongement faible (15°E) dans sa moitié orientale, visible sur la feuille Mont-Louis. Il est encadré et recoupé avec une faible obliquité par la faille N070-080°E de l'Hospitalet au Sud et la faille Est-Ouest, en moyenne, de Mérens au Nord. Assez ouvert, droit et horizontal à l'Ouest, sur la feuille Fontargente, l'anticlinal s'accroît au Sud-Est en devenant un anticlinal déversé au Sud, avec développement d'un flanc Sud franchement renversé entre l'Hospitalet et le Puig de la Grava. Une belle terminaison périclinale est visible à l'Est, les gneiss s'ennoyant sous la Formation d'Évol de la zone Nord-Sud Pic de Mortiers - Pic Peric.

Massif de l'Aston. Au Nord de la faille de Mérens, il se présente comme un domaine ortho- et paragneissique modérément penté au Nord ; les paragneiss, très métamorphiques, s'interprètent comme dérivant d'une série équivalente au Groupe de Canaveilles et disposée sous les méta-granites ordoviciens du cœur du massif de l'Aston ; il s'agit du flanc méridional d'un anticlinal en genou à regard Nord, le flanc Nord, d'Ax-les-Thermes à Aston, ayant un très fort pendage Nord (voir feuille Ax-les-Thermes).

Synclinal de Villefranche et bande de Mérens. Le synclinal de Villefranche-de-Conflent (feuille Prades), qui conserve une série hercynienne épaisse structurée pendant les phases hercyniennes précoces D1-D1' (cf. *supra*), est un synclinal tardif D2b droit dont l'axe N110-120°E est parallèle à l'axe de l'anticlinal de Carança, situé 15 km plus au Sud. Vers l'Ouest, il devient progressivement la bande de Mérens, étroit domaine N100°E situé entre la faille mylonitique de Mérens au Nord et la faille du Pinet au Sud (cf. *infra*) dans lequel la structure synclinale n'est plus reconnaissable ; la bande de Mérens appartient cependant clairement au flanc Nord de l'anticlinal de l'Hospitalet. Vers l'Ouest, la bande de Mérens disparaît quand la faille de Mérens s'oriente au N080°E, entre les gneiss de l'Hospitalet et ceux de l'Aston, et la recoupe.

Discussion. Les dômes/anticlinaux de l'Aston, de l'Hospitalet, de Mont-Louis et de la Carança, auxquels il faut ajouter plus à l'Est ceux du Canigou et du Roc de France (feuilles Prades et Arles-sur-Tech), orientés N080-110°E, longs de 15 à 45 km et larges de 10 à 20 km, et les zones synclinales du Carlit, d'Odeillo et du Vallespir orientées N060°E en moyenne, plus petites (15 x 5 km), s'inscrivent (avant les déformations ultérieures, finihercyniennes à alpines) dans une bande orientée N130°E, longue de plus de 100 km et large d'environ 20 km. Dans cette bande, les anticlinaux comme les synclinaux sont clairement disposés en échelon, les premiers faisant un angle de 20-40° et les seconds un angle de 60° avec les bordures de la bande. Ce dispositif s'interprète facilement comme une zone décrochante dextre et transpressive, expression superficielle d'un possible décrochement très profond car aucun accident majeur ayant cette direction n'est repérable au niveau d'érosion actuel (à l'exception possible de l'accident de Via-Targassonne, qui limite vers le Sud-Ouest le dôme de Mont-Louis et le synclinal d'Odeillo ; cf. *supra*). La direction de raccourcissement est proche de Nord-Sud, mais le non parallélisme des anticlinaux et des synclinaux évoque un léger changement de cette direction de raccourcissement, N010-020°E pour les premiers, N150°E pour les seconds. Si l'on admet que les synclinaux sont un peu plus vieux que les anticlinaux – encore que le couplage de tous ces plis est évidemment une nécessité –, on peut concevoir une légère rotation horaire de la direction de raccourcissement pendant D2b, de Nord-Nord-Ouest / Sud-Sud-Est à Nord-Nord-Est / Sud-Sud-Est (cette direction est également celle de la compression que l'on peut associer à la bande de déformation). Pour une approche analogue mais concernant les dômes de l'Hospitalet et de l'Aston, voir Van den Eeckhout (2014).

D'autres structures D2b s'inscrivent mal dans cette logique – mais elles sont en dehors de la zone décrochante qui vient d'être décrite. Il s'agit du synclinal de Villefranche-de-Conflent (et de la bande de Mérens *pro parte*), du synclinal des Rocs Blancs et du dôme du Freser, qui sont parallèles aux anticlinaux gneissiques et non pas aux synclinaux qui les séparent. On pourrait – mais c'est une discussion qui dépasse le cadre de la présente notice – envisager de les placer dans une autre zone décrochante, mais orientée N050°E et senestre, conjuguée de la précédente, allant du synclinal de Villefranche et du massif des Aspres au Nord-Est, au dôme du Freser au Sud-Ouest (la faille de Py appartiendrait à cette structure). On confirmerait ainsi une direction de raccourcissement moyenne N-S pendant D2b. On verra plus loin comment les déformations mylonitiques (D3) entrent dans ce modèle.

Si par ailleurs l'on tient compte de l'amplitude verticale des grands anticlinaux (environ 10 km pour l'anticlinal du Canigou-Carança, cf. Laumonier *et al.*, 2010), on doit envisager, pendant D2b, la déformation par flambage d'une croûte supérieure relativement rigide sur une croûte moyenne plus ductile (cf. *infra*, la discussion relative au plutonométamorphisme, ainsi que Denèle, 2007 et Denèle *et al.*, 2009b).

La phase D2c

Dans le Conflent (feuille Prades), la phase D2c est caractérisée par des plis Nord-Nord-Est / Sud-Sud-Ouest plus ou moins déversés à l'Est, le plus visible étant le pli d'Ayguatébia, à l'Est du pluton de Mont-Louis. Sur la feuille Mont-Louis, le seul pli D2c détectable est le pli de la Llagonne du lobe oriental du pluton de Mont-Louis ; il est entièrement intraplutonique et sera décrit dans les paragraphes suivants.

Déformations tardives (D2), structure et mise en place des plutons

Le pluton de Mont-Louis (massifs de Mont-Louis et du Carol ; Fig. 9), dont une grande partie affleure sur la feuille Mont-Louis, est un magnifique cas d'école pour l'étude de la mise en place des plutons et va être traité en détail ; le pluton de Quérigut, également très intéressant mais peu affleurant sur la feuille Mont-Louis, sera traité plus sommairement (on pourra consulter les notices des feuilles voisines).

Classiquement, le pluton de Mont-Louis–Andorre est considéré comme un pluton unique mais auquel on attribue une terminologie double : pluton de Mont-Louis au centre-Est, pluton d'Andorre à l'Ouest (en partie parce que le premier affleure surtout en France, le second... en Andorre ; les auteurs espagnols parlent de batolito de Andorra Mont Lluís). L'analyse faite dans la présente notice amène à reconnaître deux intrusions principales diachrones, le pluton de Mont-Louis *s.s.* à l'Est, le plus ancien, et le pluton du Carol-Andorre

au centre-Ouest, le plus jeune ; pour faciliter les descriptions, on distinguera trois massifs, qui sont d'Est en Ouest les massifs de Mont-Louis, du Carol et d'Andorre, auxquels il convient d'ajouter le lobe oriental au Nord-Est du massif de Mont-Louis et le mégafilon de Font-Romeu au centre. On notera également l'important accident de Via-Targassonne (aVT), entre les plutons de Mont-Louis et du Carol.

Le pluton de Mont-Louis (massifs de Mont-Louis et du Carol)

Méthodologie. En plus des nombreuses et minutieuses observations d'A. Autran qui ont permis d'établir la cartographie détaillée et la chronologie relative des quatre unités pétrographiques (unités 1 à 4) présentées dans le chapitre *Description des terrains*, la structure du pluton de Mont-Louis, à l'échelle de l'affleurement comme à celle du massif, a été étudiée selon deux méthodes indépendantes :

– la reconnaissance de foliations et, parfois, de linéations qu'on appellera **macroscopiques**, par le relevé sur le terrain (A. Autran) de la forme et de l'orientation des enclaves mafiques (magmatiques) et énallogènes (fragments d'encaissant), ainsi que des schlieren biotitiques, et de l'orientation des biotites et des feldspaths potassiques ; cette méthode, très classique (Marre, 1982), a l'avantage de décrire sans ambiguïté la déformation finie mais a aussi l'inconvénient de ne pas être utilisable dans les faciès les plus isotropes, les granites clairs notamment ; elle est également difficilement applicable dans les zones mylonitisées, où ces structures peuvent être facilement effacées par le développement de foliations (Sm) et de linéations mylonitiques (Lm) ;

– la mesure de l'ASM (Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique), qui permet de définir des foliations et des linéations dites **magnétiques**, lesquelles dépendent dans les roches paramagnétiques de la disposition des biotites (\pm amphiboles), et qui donne de bons résultats même dans les faciès très isotropes (Gleizes et Bouchez, 1989 ; Gleizes, 1992) ; cette méthode est applicable aussi bien aux structures magmatiques résultant de l'écoulement magmatique (structures magnétiques de type 1) qu'aux structures subsolidus liées à une mylonitisation plus ou moins forte (structures magnétiques de type 2), c'est-à-dire qu'elles informent sur les conditions de mise en place du pluton et sur celles de sa déformation ultérieure.

Les deux méthodes sont censées aboutir aux mêmes résultats, ce qui n'est pas toujours le cas, on va le voir, dans le pluton de Mont-Louis (cf. *infra*).

Enfin, la gravimétrie (cf. *supra*) apporte également quelques éléments de compréhension de la formation du pluton.

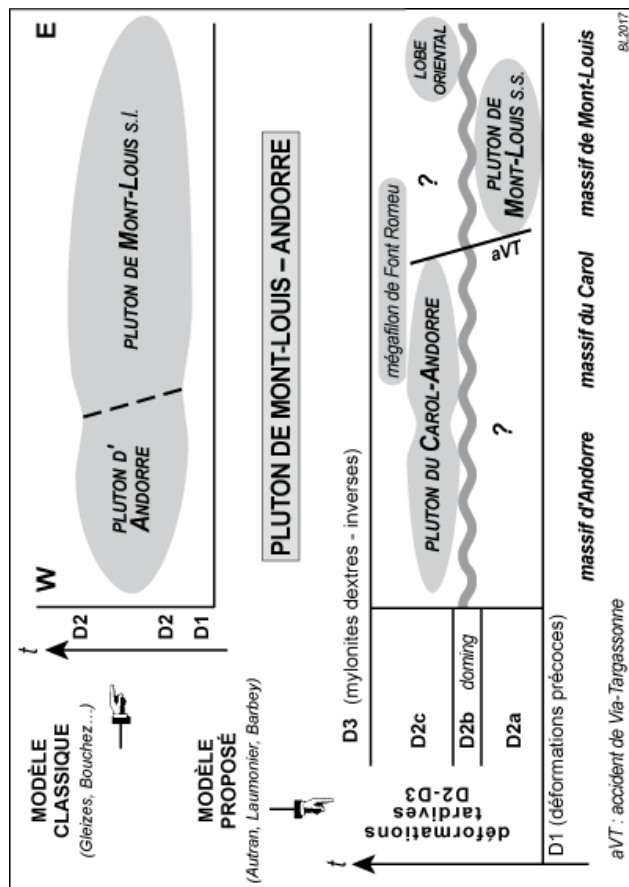


Fig. 9 - Le pluton de Mont-Louis-Andorre : découpage.

Traits structuraux majeurs du pluton de Mont-Louis. Les traits structuraux majeurs visibles cartographiquement (*Schéma structural*) et microstructuralement, sont les suivants.

Le massif de Mont-Louis (unité 1 *p.p.* et surtout unité 2) est stratoïde et assez mince (1,5 à 3 km) ; il se moule sur les gneiss de Mont-Louis, comme lui structurés en dôme, et sur les gneiss d'Eyne-Planès-Fontpédrouse au Sud-Est. Le mur de l'unité 2 est séparé des gneiss par quelques dizaines de mètres de micaschistes mésozonaux dits ***micaschistes du plancher*** injectés de sills de granites et de granodiorites (Autran et Guitard, 1957 ; Autran, 1964 ; Autran *et al.*, 1970). Les foliations macroscopiques et magnétiques soulignent parfaitement cette structure plissée.

Dans la partie orientale du massif (unité 2), les foliations macroscopiques dessinent un synforme ouvert vers le Nord-Nord-Est, le ***synclinal de la Llagonne***, d'axe cartographique N060-020°E ; en revanche, les foliations magnétiques (de type 1), régulièrement orientées N030-050°E et moyennement pentées à l'Ouest-Nord-Ouest, sont obliques et parfois orthogonales aux foliations macroscopiques ; remarquablement, elles sont parallèles à la trace du plan axial du synforme. Le prolongement au-delà de la faille de la Bollosa du synclinal de la Llagonne, le ***synclinal d'Odeillo***, existe mais est plus difficile à percevoir.

Le massif du Carol (unité 3) est faiblement discordant sur la schistosité de l'encaissant. Les épontes mais aussi les foliations macroscopiques et magnétiques, assez proches les unes des autres, sont un peu moins pentées en bordure Sud du massif (30-60°N) qu'au centre et au Nord (60-70°N). Le massif a la forme d'une lame épaisse de 7 à 8 km, orientée N085°E, moyennement pentée N et s'élargissant vers le haut (et vers le S), la forme d'un prisme donc. La direction des foliations macroscopiques est en moyenne N075°E, celle des foliations magnétiques N060°E (en dehors des zones de déformation subsolidus, cf. *infra*).

Si au Nord (Serra de la Portella de Bac d'Ostella) la continuité entre les massifs de Mont-Louis et du Carol est assez bonne, au Sud la ***zone de faille de Via-Targassonne*** forme une limite tranchée entre les deux massifs, le massif de Mont-Louis, du moins son plancher – et les micaschistes du plancher –, étant beaucoup plus étendus vers le Sud-Est que celui du Carol, ce dernier étant par ailleurs intrusif à un niveau plus élevé de la série encaissante ; le dôme de Mont-Louis et le synclinal d'Odeillo disparaissent au Sud-Ouest de la zone de faille, tant dans le pluton que dans son encaissant ; il s'agit là d'une très importante discontinuité.

Les foliations macroscopiques du leucogranite de Font-Romeu (unité 4) sont Est-Ouest et subverticales ; elles sont clairement obliques et sécantes sur celles, Nord-Sud dans le secteur de Casa Blanca, des granodiorites du massif de Mont-Louis (unité 2), ainsi que plus faiblement sur celles des monzogranites du Carol

(unité 3), ce qui n'apparaît pas clairement sur la carte des foliations magnétiques.

Les linéations magnétiques (de type 1) sont remarquablement régulières, en moyenne N045°E et subhorizontales, tant dans le pluton de Mont-Louis que dans celui d'Andorre ; elles sont portées par des foliations magnétiques assez bien réglées, en moyenne N060°E,45°NW (sauf au cœur du dôme de Mont-Louis). Les linéations macroscopiques (magmatiques) ne sont pas très différentes des linéations magnétiques.

Il existe des couloirs N110-120°E où la déformation subsolidus devient notable (bien que pas forcément visible sur le terrain) et où les foliations magnétiques (de type 2) sont orientées E-W avec un pendage de l'ordre de 50-55°N tandis que les linéations magnétiques (de type 2) sont N130°E,35°NW, ce qui suggère une cinématique cisailante dextre-inverse. À ces couloirs se superposent avec une faible obliquité des failles parfois mylonitiques N120-130°E à valeur de décrochements dextres (failles de Méranges, du Carol et de Comau, de Via-Targassonne) ; on reviendra plus loin sur ces structures.

Structure globale du pluton. Le pluton de Mont-Louis–Andorre est intrusif à un niveau lithostratigraphique et structural de plus en plus élevé d'Est en Ouest : limite entre gneiss et micaschistes mésozonaux pour la base du massif de Mont-Louis, série préhercynienne pour le massif du Carol, Dévonien épizonal pour le massif d'Andorre. Selon G. Gleizes (1992), on aurait ainsi la possibilité d'observer, grâce à un niveau d'érosion de moins en moins profond d'Est en Ouest, la base laccolitique, la partie médiane et la partie apicale d'allure batholitique d'un pluton de fort développement vertical (au moins 6 km), incliné au Nord et déversé vers le Sud, et en quelque sorte basculé vers l'Ouest. Toutefois, cette vision très cylindrique est discutable. En effet, rien ne suggère que le massif de Mont-Louis se soit développé jusque dans le Dévonien, et inversement rien n'indique que le massif d'Andorre ait un plancher profond comparable à celui du massif de Mont-Louis. Tout au contraire, on peut proposer qu'il s'agit d'intrusions plus ou moins indépendantes (cf. *infra*), dont les caractéristiques varient latéralement en fonction de la nature, la structure, le niveau structural et le degré métamorphique de l'encaissant ; on reprendra cette discussion plus loin.

Il est par ailleurs très difficile de repérer ce qui pourrait être les zones de racines des plutons. Les données macrostructurales et gravimétriques suggèrent que ces zones seraient localisées, respectivement, sous les extrémités Nord-Ouest du massif d'Andorre (c'est le plus net) et Nord-Est du massif de Mont-Louis ; quant au massif du Carol, il ne peut que s'enraciner vers le Nord. Il n'y a certainement pas une zone de racine unique, mais plusieurs alignées selon une direction N070°E.

Mise en place du pluton de Mont-Louis : chronologie. La discordance entre les foliations macroscopiques et magnétiques (de type 1) dans le lobe oriental

du massif de Mont-Louis a été discutée en détail dans la notice Prades (Guitard *et al.*, 1998, p. 113-119 ; voir déjà Autran, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Laumonier, 1997). La conclusion de cette discussion est que la structure magnétique n'enregistre que le dernier stade de la déformation des plutonites en fin de cristallisation (transition magmatique-submagmatique), alors que la structure macroscopique intègre la totalité de l'histoire de ces roches, depuis le stade purement magmatique (écoulement) jusqu'à certaines déformations postsolidus (replissement en grand). On explique ainsi que les unités 1 et 2 dans le dôme de Mont-Louis où elles sont ployées anticlinalement, se soient mises en place avant D2b, pendant ou après D2a, moment où elles ont acquis leurs foliations macroscopique et magnétique (qui donc ont peut-être en partie valeur de S2a). Dans l'Est du massif, ces unités ont été reployées pendant D2c, le synclinal de la Llagonne étant complémentaire de l'anticlinal D2c d'Ayguatébia de l'encaissant oriental (feuille Prades) ; on sait par ailleurs que le bord oriental du pluton, Nord-Sud et à fort pendage Ouest, recoupe orthogonalement les structures D2b de l'encaissant et est donc très tardif. Dans les granodiorites, la foliation magnétique, orientée parallèlement au plan axial du synclinal et aux schistosités S2c de l'encaissant, a donc valeur de S2c ; la déformation associée est très faible (mais parfois perceptible sur le terrain par le développement d'une schistosité très fruste dans les granodiorites) et est en quelque sorte surimposée à, et indépendante de, la déformation magmatique qui est parfaitement conservée. Le volume occupé par le cœur du lobe oriental aurait donc été créé pendant D2c par gonflement, le plissement étant ici synmagmatique (Guitard *et al.*, 1984 ; Laumonier *et al.*, 1984). Sur la carte, les granodiorites du lobe oriental sont assimilées en totalité à celles de l'unité 2 (${}^2\gamma^{4-5}$), mais il a déjà été indiqué que le cœur du lobe est fait de granodiorites plus claires rappelant celles de l'unité 3 (${}^3\gamma^4$), on peut donc conclure que le lobe oriental est constitué, sans hiatus visible entre elles, par les unités 2 (anté-*doming*) et 3 (post-*doming*, syn-D2c).

Dans le massif du Carol, faute de *doming* D2b, il est plus difficile de décider si la mise en place de l'unité 3 (granite du Carol) s'est faite avant D2b ou bien après D2b, comme cela paraît plus probable, compte tenu du caractère discordant du massif du Carol tant au toit qu'au mur sur toutes les structures de l'encaissant, et notamment l'anticlinal D2b de Font Viva au Nord. Rien n'indique par ailleurs que le massif du Carol ait pu être affecté par D2b, phase qui de toute façon ne dépasse pas l'accident de Via-Targassonne. Cette remarque confirme les différences notables déjà notées entre les massifs de Mont-Louis et du Carol, malgré leur continuité cartographique.

Enfin, s'il est certain que l'unité 4 (leucogranite de Font-Romeu) s'est mise en place à travers les unités 1, 2 et 3, les relations entre les foliations macroscopiques et magnétiques ne sont pas claires ; on doit cependant envisager un synchronisme global avec D2c.

Mise en place du pluton de Mont-Louis : cinématique. Les linéations magmatiques, macroscopiques et surtout magnétiques, sont généralement

orientées Nord-Est / Sud-Ouest à Nord-Nord-Est / Sud-Sud-Ouest avec un très faible plongement vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest. Il s'agirait le plus souvent de linéations d'allongement (c'est-à-dire matérialisant les grands axes des ellipsoïdes de déformation), linéations qui sont communément interprétées comme le résultat d'un étirement synmagmatique, donc traduisant une direction d'écoulement (cisailante ou non), ce qui informerait sur la cinématique globale de mise en place, en l'occurrence du Nord-Est vers le Sud-Ouest (Gleizes et Bouchez, 1989 ; Gleizes, 1992). Mais les linéations magnétiques sont portées par les foliations magnétiques, dont on a vu qu'elles sont souvent distinctes des foliations macroscopiques et plus jeunes qu'elles ; il s'agit dans ce cas de linéations L2c portées par les foliations S2c. C'est flagrant dans le lobe oriental du massif de Mont-Louis (cf. *supra*) ; le massif du Carol, quant à lui, se présente comme une lame épaisse assez fortement pentée vers le Nord, alors que les linéations magnétiques sont plutôt N050°E et subhorizontales ; dans ces deux cas, les linéations magnétiques, très tardives, seraient plutôt à interpréter comme des linéations d'intersection entre les foliations macroscopiques et les foliations magnétiques. Dans l'encaissant du lobe oriental (feuille Prades), on sait que les linéations L2c sont des linéations de plis et d'intersection Nord-Sud à Nord-Est - Sud-Ouest, avec possiblement crénulation des biotites dans les granodiorites, mais aussi des lignes de glissement traduisant un étirement parallèle à ces linéations dans l'encaissant (Guitard *et al.*, 1984, 1998 ; Laumonier *et al.*, 1984), ce qui peut s'interpréter comme une déformation de type décrochant dextre parallèlement à la direction E-W générale des mégastuctures (mégaplis D2b, plutons). On assimile ainsi les schistosités / plans axiaux S2c de l'encaissant et les foliations magnétiques du lobe oriental du pluton de Mont-Louis ; l'ensemble correspond à la dernière phase de déformation tardive (D2c), laquelle est postérieure (unités 1 et 2) à synchrone (unités 3 et 4) de la mise en place du pluton de Mont-Louis. D2c affecte conjointement le pluton et son encaissant.

Cette interprétation – les linéations magnétiques ne sont pas, ou généralement pas, des linéations d'étirement liées à l'écoulement – laisse pendante la question de la cinématique de la mise en place des magmas (en particulier dans les unités 2 et 3), dont il devient difficile de trouver des marqueurs fiables (certaines linéations macroscopiques ?). On peut cependant penser qu'elle s'est faite, globalement, du Nord / Nord-Ouest vers le Sud / Sud-Est (plutôt que du Nord-Est vers le Sud-Ouest) à partir des zones de racine, ce qui n'exclut pas des écoulements subhorizontaux dans les parties distales des plutons (cf. ci-dessous, le cas du pluton de Quérigut). Dans le massif du Carol, tout se passe comme si la structure était de type C/S, les foliations magnétiques ayant valeur de plans S et les foliations macroscopiques ayant valeur de plans C parallèlement auxquels s'écoulait le magma, ce qui est compatible avec une mise en place du Nord-Ouest vers le Sud-Est ; on verra plus loin que les déformations subsolidus (foliations et linéations magmatiques de type 2) affectant la lame du Carol enregistrent également cette cinématique.

Discussion. On peut d'abord remarquer que l'opposition classique entre un pluton de Mont-Louis *s.l.* (= massifs de Mont-Louis et du Carol) d'une part, et un pluton d'Andorre d'autre part, n'est certainement pas la plus pertinente. Tout ce qui a été dit dans les paragraphes précédents conduit plutôt à distinguer un ensemble oriental, le massif de Mont-Louis *s.s.*, anté- à post-*doming*, très complexe (d'abord stratiforme, ensuite discordant), d'un ensemble centro-occidental, les massifs du Carol et d'Andorre, principalement post-*doming*, plus simple dans sa structure et son évolution, et nettement discordant. La zone de faille de Via-Targassonne qui les sépare serait héritée de la bordure sud-occidentale anté-*doming* du massif de Mont-Louis, antérieurement à la mise en place du massif du Carol. Cet accident est orienté N120°E, ce qui a peut-être une valeur cinématique, très différente de la direction Nord-Est / Sud-Ouest habituellement avancée.

Il apparaît également que la méthode de mesure de l'ASM n'enregistre que le dernier incrément de la déformation (de type 1) magmatique à submagmatique ayant affecté les plutonites. Dans les granodiorites du massif de Mont-Louis, les foliations magnétiques peuvent être, soit conformes aux foliations macroscopiques dans le cœur du dôme et il s'agit alors principalement de structures anté-*doming* (anté-D2b), soit discordantes sur elles dans le synclinal de la Llagonne et il s'agit alors de structures post-*doming* (D2c). De même, les foliations magnétiques sont transverses sur les foliations macroscopiques du leucogranite de Font-Romeu, toutes étant dans ce cas post-*doming* (D2c *s.l.*).

Rappelons pour terminer qu'il est acquis depuis longtemps (Guitard, 1958b, 1960 ; Autran *et al.*, 1970) que les plutons sont postérieurs aux déformations précoces D1, en particulier la schistosité majeure (S1c), et qu'ils sont synchrones des déformations tardives D2 et antérieurs aux déformations mylonitiques D3, bien que le pluton de Mont-Louis a pu un temps être considéré comme précoce (Bouchez et Gleizes, 1995), et bien qu'une tendance actuelle (par ex. : Cochelin, 2016) consiste à regrouper dans une seule et même phase, transpressive, tous les phénomènes orogéniques hercyniens, ce qui tend à masquer le caractère tardif des granitoïdes. En ce qui concerne le pluton de Mont-Louis, sa mise en place semble se dérouler pendant toute la durée des déformations D2, et de ce point de vue il est le plus démonstratif des plutons pyrénéens. Il convient enfin de remarquer que la datation du pluton de Mont-Louis (cf. *supra*) permet de dater la déformation D2b (*doming*) de ~303 Ma.

Pour terminer, signalons une approche originale consistant à caractériser la typologie et à mesurer l'orientation des plans d'inclusions fluides et des microfractures dans les granodiorites du Sud du massif du Carol, entre Dorres et les Escaldes (Martzluff *et al.*, 2009) ; il resterait à corréliser ces microstructures (en moyenne N130 et N030°E, subverticales et perpendiculaires à la foliation ici pentée de 30-35°N) à la mise en place et l'évolution subsolidus du pluton ; ces microstructures, par ailleurs, permettent de mieux comprendre les techniques traditionnelles de taille des granites.

Le pluton de Quérigut

Sur la feuille Mont-Louis, au Nord de la faille de Mérens, seule est visible une partie de la bordure sud-occidentale du pluton et de l'apophyse qui s'en détache vers l'W (voir *Schéma structural*). Des informations structurales détaillées sur ce secteur se trouvent, en particulier, dans Marre (1973), Raymond et Marre (1988), Debon *et al.* (1996), Auréjac *et al.* (2004a), Laumonier (2004), Durand (2006) et Denèle *et al.* (2008). Les quelques éléments qui sont repris ici le sont en vue d'esquisser une comparaison avec le pluton de Mont-Louis.

Les granodiorites et les tonalites de la bordure méridionale du pluton montrent une intense déformation submagmatique à submylonitique de HT marquée par un aplatissement Est-Ouest à fort pendage Nord associé à un étirement subhorizontal, enregistré aussi bien par les structures macroscopiques que magnétiques. On interprète cette structure comme une expression du ballonnement du pluton, conséquence de la mise en place de sa partie centrale monzogranitique induisant un repoussement vers le S (et le haut par-dessus la série préhercynienne encaissante) des granodiorites mises en place dans un premier temps. Cette cinématique explique bien la présence de grands *septa* de marbres (probablement dévoniens) dans les granodiorites, les *septa* ayant été transportés vers le Sud avec les granodiorites depuis le Pays de Sault, situé une dizaine de kilomètres au Nord. On ne note pas de dispositif comparable dans le pluton de Mont-Louis.

L'apophyse sud-occidentale montre une déformation plus franchement mylonitique encore, largement liée à la faille de Mérens (cf. *infra*). On a pu y voir la zone de racine d'un pluton comparable à celui de Quérigut (« pluton de Mérens ») mais aujourd'hui presque entièrement érodé, localisé entre les dômes de l'Aston et de l'Hospitalet (Denèle *et al.*, 2008). Une comparaison avec la lame de Llar, apophyse sud-orientale du massif de Mont-Louis, serait sans doute intéressante à développer.

Le pluton de Quérigut, comme celui de Mont-Louis, doit être considéré comme synchrone des déformations tardives D2. Si on peut avec assurance attribuer la mise en place du cœur monzogranitique à D2c, c'est-à-dire à la fin de D2, en contexte franchement décrochant Est-Ouest dextre, c'est beaucoup moins clair pour ce qui concerne le premier stade pendant lequel s'est mise en place l'unité granodioritique (et l'apophyse sud-occidentale ?). Cependant, la bordure sud-orientale granodioritique du pluton recoupe les structures tardives D2b (feuille Prades), ce qui suggère que le pluton pourrait être en totalité post-D2b (post-*doming*), ce qui inviterait à faire une analogie avec le massif du Carol plutôt qu'avec le massif de Mont-Louis.

Conclusion

Le plutonisme est syn-D2, débutant sur un mode très laccolitique (stratoïde) et profond dès D2a et s'achevant sur un mode batholitique plus superficiel pendant D2c. Cette évolution est très claire dans les secteurs où la phase D2b de *doming* est majeure, dans le massif de Mont-Louis surtout, plus difficile à démontrer ailleurs.

Déformations mylonitiques (D3) et failles tardihercyniennes

Vue d'ensemble

Principales zones mylonitiques. Les zones mylonitiques à pendage vers le Nord fort à moyen et cinématique inverse, inverse-dextre ou dextre, sont fréquentes dans les terrains hercyniens des Pyrénées ; elles acquièrent parfois un grand développement. Certaines sont associées à des failles majeures. L'histoire de ces structures polyphasées est complexe et controversée en ce qui concerne la part relative des déformations tardihercyniennes et alpines.

Sur la feuille Mont-Louis et alentour, les deux zones mylonitiques majeures sont :

– la **zone mylonitique de Mérens**, placée au toit – au Nord – de la **faille de Mérens** ; elles courent sur 80 km entre le Haut Pallars (feuille Fontargente) et la vallée de la Têt ; d'abord N080-090°E à l'Ouest, où elle sépare les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet, elle tourne au N100-110°E vers l'Est pour former la limite Nord du synclinal de Villefranche-de-Conflent (feuille Prades) ;

– la **zone mylonitique de la Têt**, visible sur 35 km, N065-080°E, entre les gneiss d'Eyne-Fontpédrouse et le massif du Canigou-Carança (gneiss, micaschistes) ; elle est recoupée avec une faible obliquité par la faille normale néogène de la Têt, de sorte que dans la partie Est, c'est le mur de la zone mylonitique qui est visible (**chevauchement mylonitique nord-Canigou** ; Guitard, 1970), alors que dans la partie Ouest, sur la feuille Mont-Louis, c'est le toit (pour une analyse détaillée, voir la notice Prades, p. 137-146).

Des zones mylonitiques de moindre importance sont connues :

- en limite Sud du massif de l'Hospitalet, avec une direction N075°E ;
- à l'intérieur du pluton de Mont-Louis, avec des directions N120-140°E ; il s'agit de bandes cisailantes protomylonitiques pouvant évoluer en zones et failles mylonitiques.

Dans les mylonites, les foliations mylonitiques S_m sont orientées en moyenne Est-Oues avec un pendage Nord fort ; elles portent des linéations mylonitiques L_m à plongement Nord-Ouest à Nord. Dans le premier cas, prédominant, la cinématique est dextre-inverse, dans le second cas, elle est inverse. Il est également à noter que, sauf pour la faille de Mérens dans le Conflent, les

mylonites sont surtout développées dans les gneiss, les micaschistes et les granitoïdes.

Âge des mylonites. L'âge des mylonites est toujours controversé. Les partisans d'un âge alpin (par ex., Soula *et al.*, 1986b), ou principalement alpin, s'appuient surtout sur des données radiométriques : de nombreuses datations ^{40}Ar - ^{39}Ar sur micas, parfois aussi Rb-Sr, pointent vers des âges crétacés à éocènes (par ex., 100-50 Ma pour les mylonites de Mérens ; McCaig et Miller, 1986), mais il peut s'agir de réouvertures des systèmes isotopiques à l'Alpin, la mylonitisation étant, en partie au moins, hercynienne. Les partisans d'un âge hercynien mettent en avant le fait que la mylonitisation peut débiter à haute température dans les granitoïdes (avec stabilité de la biotite), avant d'évoluer à moyenne puis basse température. C'est en particulier le cas dans le pluton de Mont-Louis où un continuum de déformation a été décrit, depuis une déformation submagmatique chaude protomylonitique jusqu'à une mylonitisation rétromorphique froide (Gleizes, 1992), ou au Sud-Ouest du pluton de Quérigut (Denèle *et al.*, 2008). Un lien fort avec les plis hercyniens tardifs a également été invoqué : les mylonites sont souvent parallèles aux flancs Nord des grands dômes (Carreras *et al.*, 1980 ; Carreras et Cirès, 1986). Le fait que les granitoïdes ne recoupent jamais les mylonites et que la direction de raccourcissement soit Nord-Ouest / Sud-Est à Nord-Sud est compatible avec les deux interprétations.

Discussion. Au total, et sans doute trop schématiquement, il paraît possible de privilégier un modèle dans lequel les grandes zones mylonitiques, épaisses souvent de plusieurs dizaines ou centaines de mètres, sont essentiellement tardihercyniennes (D3), d'abord chaudes puis de plus en plus froides et plutôt associées à une cinématique dextre-inverse (raccourcissement Nord-Ouest / Sud-Est), des reprises alpines étant possibles, sous forme de bandes de cisaillement plus étroites, froides, plus fragiles, à cinématique plutôt inverse (raccourcissement Nord-Sud). (Voir Laumonier *et al.*, 2015c, notice Argelès-sur-Mer – Cerbère, p. 79-81.) Les failles associées sont difficiles à situer dans le temps. Le rejeu alpin de certaines d'entre elles sera discuté dans la partie *Évolution alpine*.

Précisions

Mylonites et zone de faille de Mérens (Synthèse in Mezger *et al.*, 2012.). Entre le Sud paragneissique et migmatitique du massif de l'Aston, et le Nord micaschisteux et orthogneissique, mésozonal, de l'anticlinal de l'Hospitalet, on rencontre successivement, du Nord vers le Sud :

- une bande mylonitique épaisse de plusieurs centaines de mètres, très redressée ;
- la *faille de Mérens s.s.*, à fort pendage Nord ;

– une bande épimétamorphique, large de 0 à 500 m (schistes noirs et marbres à l'Ouest, grésopélites d'Évol à l'Est), dans laquelle s'insère plus à l'Est le Siluro-Dévonien de ladite bande de Mérens ; cette unité est à rattacher au massif de l'Hospitalet, pas à celui de l'Aston ;

– la **faille du Pinet** (Zwart, 1958), à pendage N, peu ou pas mylonitique, à jeu normal.

Le massif de l'Aston chevauche vigoureusement la zone épimétamorphique intermédiaire et donc, globalement, l'anticlinal de l'Hospitalet, tandis que la faille du Pinet abaisse, modérément, la bande intermédiaire relativement aux zones plus profondes du massif de l'Hospitalet. L'interprétation de ce dispositif n'est pas triviale (cf. *infra*).

Faille de Soldeu(Envalira)-l'Hospitalet-Lanòs. Son jeu principal semble être alpin (cf. *infra*).

Failles du pluton de Mont-Louis. Les failles Nord-Ouest / Sud-Est (failles de Meranges, du Carol, du Pic de Comau, de Targassonne, de Via et de la Bollosa), généralement peu mylonitiques, se superposent à des zones protomylonitiques chaudes d'orientation comparable et représentent la localisation progressive à température décroissante d'une déformation auparavant distribuée. Elles ont souvent un fort pendage Nord-Est et sont cartographiquement décrochantes dextres-inverses ; mais vers le Sud-Est, elles relèvent plus qu'elles ne décrochent la limite Sud du pluton tandis qu'elles n'affectent que très peu sa bordure Nord. Remarquablement, la zone de faille de Via-Targassonne se superpose (cf. *supra*) à un précurseur actif pendant D2b (il fait la limite sud-occidentale du dôme de Mont-Louis et du synclinal d'Odeioll) et même avant D2b (il fait la limite sud-occidentale du pluton de Mont-Louis).

Zone mylonitique de la Têt. Elle est spectaculaire sur la feuille Prades (entrée des gorges de la Carança à Thuès), mais son jeu inverse est difficile à quantifier à cause du jeu normal de la faille néogène de la Têt ; il est clair cependant que le jeu inverse hercynien est plus important que le jeu normal néogène. On peut ainsi expliquer, en partie au moins, le redoublement faisant que les gneiss d'Eyne-Fontpédrouse-Thuès reposent sur les micaschistes susjacents aux gneiss de Carança ; ce dispositif se voit bien à l'entrée de la vallée d'Eyne, 1000 m en amont du village.

Synthèse sur les déformations tardives D2-D3

G. Gleizes *et al.* (1997, 1998) mais aussi J.-B. Auréjac *et al.* (2004a) ont proposé, sur la base de l'étude de plusieurs plutons pyrénéens (par mesures de l'ASM) et de leurs encaissants, d'interpréter la totalité de l'évolution D2-D3 comme le résultat d'une transpression Est-Ouest dextre (leur « D2 »). Ce modèle semble aujourd'hui admis par la plupart des auteurs et vient même d'être généralisé à l'ensemble des déformations D1-D2-D3 (Cochelin *et al.*, 2017). Il

a été critiqué comme trop réducteur et seulement applicable aux phases D2c et D3, la phase D2b (*doming*) devant être associée à un régime compressif Nord-Sud et la phase D2a à un régime de type extension synconvergence (Laumonier, 1997, 2004 ; Laumonier *et al.*, 2010). Dans un modèle en quelque sorte intermédiaire, Y. Denèle (2007) et Y. Denèle *et al.* (2007, 2009b, 2014) reconnaissent les phases D2a et D2b (mais pas la phase D2c : les grands plutons sont considérés comme syn-D2b), mais pensent pouvoir les interpréter comme résultant d'une transpression dextre.

Si l'analyse faite ci-dessus conduit à la reconnaissance d'une composante décrochante dans les déformations tardives D2-D3 dès la phase de *doming* D2b, rien ne semble démontrer que cela soit le cas pour la phase D2a, laquelle peut être considérée comme achevant la grande exhumation (D1') séparant les phases précoces D1 et les phases tardives D2. Cependant, la notion d'un continuum de déformation sans hiatus temporel majeur pour l'ensemble des déformations (D1'-) D2-D3 paraît acceptable, ce qui n'implique pas qu'il se soit déroulé dans un seul et même régime de déformation, en l'occurrence une transpression Est-Ouest dextre. Il est préférable d'envisager une évolution du régime de déformation, qui a d'abord été extensif Nord-Sud (D1'), puis extensif-convergent Est-Ouest (D2a), puis convergent Nord-Sud faiblement décrochant (D2b, *doming*), ensuite décrochant dextre peut-être transtensif (D2c) et enfin fortement transpressif (D3) ; la direction de raccourcissement majeur a fluctué entre Nord-Nord-Est / Sud-Sud-Ouest et Ouest-Nord-Ouest / Est-Sud-Est.

Les métamorphismes hercyniens

Indépendamment des métamorphismes de contact, trois métamorphismes superposés ont été identifiés dans les Pyrénées orientales (Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010) :

- un métamorphisme précoce MI barrovien (MP-MT), syn-D1c, très relictuel ; il serait associé à l'épaississement crustal D1, modéré ;
- un métamorphisme tardif MII de HT-BP, syn-D2a, le plus souvent typomorphe, étroitement associé au début du plutonisme (plutonométamorphisme) ; MII enregistre, pendant D2a, une décompression prograde achevant l'exhumation inter-D1-D2 (D1') ; il peut perdurer pendant D2b ;
- un métamorphisme tardif MIII barrovien, syn-D2b-D3, généralement discret ; il a valeur de métamorphisme rétrograde.

Ce modèle est clairement polymétamorphique ; en particulier, MI et MII sont deux métamorphismes progrades séparés par un refroidissement pendant l'exhumation D1' (Laumonier *et al.*, 2010). Cependant, le métamorphisme hercynien est souvent considéré comme monophasé, pouvant débuter dans des conditions barroviennes (type MI) puis passant à des conditions de BP-HT (type MII) par simple baisse de pression et avec ou sans élévation de la température, avant le refroidissement final (voir discussion dans la notice Argelès-sur-Mer-

Cerbère). Sur la feuille Mont-Louis, seul le métamorphisme MII de BP-HT a été identifié, en plus du métamorphisme de contact des plutons.

Le métamorphisme régional de HT-BP MII. Pour ce qui concerne ce métamorphisme, il n'est pas différent sur la feuille Mont-Louis de ce qu'il est sur les feuilles voisines ; le lecteur est donc renvoyé aux notices de ces feuilles, en particulier celle de Prades pour une étude complète ; voir aussi Guitard *et al.* (1996b). On retrouve notamment :

– la succession très classique, du haut vers le bas, des zones à chlorite-muscovite (Z^{ch}), biotite (Z^b), andalousite-cordiérite (Z^a), sillimanite-muscovite (Z^s) et sillimanite-feldspath potassique, cette dernière coïncidant avec la zone des migmatites (M), visible dans les gneiss de l'Hospitalet ;

– le parallélisme (en première approximation) des isogrades avec la limite gneiss-micaschistes dans les dômes de Carança, de Mont-Louis et de l'Hospitalet, le toit des gneiss étant situé dans la zone à andalousite ;

– la culmination du métamorphisme MII pendant D2a, en tout cas après D1, et d'autre part avant D2b puisque les isogrades sont ployés dans les grands dômes tardifs ; signalons que les zones à biotite (Z^b) et à andalousite (Z^a) affleurent dans le petit anticlinal de Font Viva alors que la zone synclinale du Carlit-Camporells est globalement dans la zone à chlorite-muscovite (Z^{ch}), ce qui renforce l'interprétation de l'anticlinal comme une structure tardive (D2b) analogue aux grands dômes voisins (cf. *supra*).

Le métamorphisme de contact des plutons. Il est très visible mais banal là où les plutons sont intrusifs dans l'épizone régionale (schistes tachetés et cornéennes développés aux dépens de schistes de faible cristallinité), ce qui est le cas général, à l'exception du mur du massif de Mont-Louis. Rappelons qu'à l'Est du lobe oriental du pluton de Mont-Louis (feuille Prades), syn-D2c, le métamorphisme de contact recoupe orthogonalement les zones à biotite et à andalousite du métamorphisme régional MII, syn-D2a, ainsi que les plis D2a et D2b. Assez remarquable, la base stratoïde du massif de Mont-Louis, visible dans la boutonnière de la Bollosa, est intrusive à faible distance au-dessus du toit des gneiss, dans les micaschistes mésozonaux à andalousite MII ; dans ces ***micaschistes du plancher***, la sillimanite de contact est très développée et elle pseudomorphose les andalousites régionales, tandis que les orthogneiss sont largement fondus. La chronologie relative entre la culmination du métamorphisme MII (syn-D2a), le début de la mise en place du massif de Mont-Louis (unités 1 et 2 syn-à post-D2a) et le *doming* (D2b) qui affecte ces lithologies, est ici particulièrement claire. Ce dispositif se retrouve dans le secteur Eyne-Planès (feuille Mont-Louis), Fontpédrouse et même au Sud de la faille de la Têt (feuille Prades) dans le secteur Thuès-Nyer. Sur le revers Nord-Ouest du Cambre d'Aze (Sud-Est de la faille de Cerdagne), l'intensité inhabituelle du métamorphisme MII (micaschistes très cristallins à grandes andalousites) pourrait être liée à la terminaison, aujourd'hui érodée, de l'unité 2. Dans ces secteurs, il devient difficile de différencier le métamorphisme de contact du métamorphisme régional, les zones métamorphiques étant

parallèles ; mais l'observation montre que les micaschistes régionaux, très généralement à andalousite, sont recristallisés – cornifiés – ; la culmination du métamorphisme (souvent marquée par le développement de la sillimanite, voire par le début de la fusion partielle) correspond au métamorphisme de contact (voir notice Prades et déjà Guitard *et al.*, 1984).

Conclusion : un plutonométamorphisme syn-D2, anté-D3

Des analyses précédentes, il apparaît qu'il existe d'étroites relations temporelles et spatiales entre les déformations tardives D2 (D2a à D2c), le métamorphisme régional MII de HT-BP, qui culmine généralement pendant D2a, le développement des microstructures (plis, schistosité) D2a principalement dans la mésozone régionale et le plutonisme. Plutonisme et métamorphisme sont étroitement liés, et sont à concevoir comme un **plutonométamorphisme** résultat d'une cause unique d'origine profonde, par exemple, pendant D2a (et à la faveur du régime extensif prévalant à ce moment), des intrusions mafiques basicrustales liées à un processus de type délamination crustale qui créent une forte anomalie thermique déclenchant la fusion de la croûte inférieure-moyenne, fusion débutant pendant D2a et se poursuivant jusque pendant D2c, moment où s'achève la mise en place des granites supérieurs. Ce plutonométamorphisme est donc syntectonique, syn-D2. On comprend bien le changement de régime de déformation, d'abord extensif et marqué par des cisaillements intracrustaux (D2a), puis compressif et de plus en plus décrochant lorsque la croûte « supérieure » se découple de la croûte « moyenne » fondue (Vielzeuf in Guitard *et al.*, 1996 ; Denèle *et al.*, 2009b ; Laumonier *et al.*, 2010 ; notice Argelès-sur-Mer–Cerbère). Ce processus particulièrement complexe dans le détail s'est déroulé en moins de dix millions d'années (~308-299 Ma), au Stéphanien et à l'Autunien inférieur. On peut envisager que le stade D3 de mylonitisation, toujours rétromorphique, soit lié au refroidissement rapide du bâti et corresponde à une homogénéisation rhéologique de la croûte, dans laquelle peuvent alors se développer de grandes failles à fort pendage comme la faille de Mérens qui probablement recoupe toute la croûte. Le métamorphisme MII est donc un bon exemple de « *short-duration regional metamorphism* » (discussion et références in Viete et Lister, 2017), métamorphisme d'une durée inférieure à 10 Ma, lui-même lié à un plutonisme de courte durée et non à un lent processus de relaxation thermique succédant à un épisode d'épaississement crustal. Par ailleurs, ~308-299 Ma est également la durée des déformations tardives D2, la phase de *doming*, pour le dôme de Mont-Louis, pouvant être datée avec une certaine précision de ~303 Ma.

Évolution finihercynienne (Stéphanien-Autunien)

De très nombreux *filons de quartz*, souvent de taille modeste, sont figurés sur la carte Mont-Louis, en particulier dans l'anticlinal de Carança, dans le massif du Carol et en bordure Sud du massif de l'Hospitalet.

Les filons du **massif de Carança**, globalement Est-Ouest et à fort pendage Nord, représentent la terminaison occidentale du très important (50 x 20 km) champ filonien (*filons de quartz géants*) affectant l'ensemble du massif du Canigou-Carança (voir la notice Prades et surtout la notice Prats-de-Mollo, p. 101-105, pour une analyse détaillée) ; ceux qui courent depuis la Malaza à l'Est jusqu'à Llo, orientés N100°E se raccordent, 20 km à l'Est, aux grands filons des Esquerdas de Rotja *via* les filons de la Carança et de Bassibès. Très remarquablement, ces filons, du moins beaucoup d'entre eux, sont superposés à des failles normales abaissant le compartiment Nord de plusieurs dizaines ou centaines de mètres, voire plus (*failles normales sur quartz*). La coïncidence spatiale entre les filons de quartz et les failles normales suggère que ces structures sont synchrones et enregistrent un même événement tectonohydrothermal, et que vraisemblablement ils sont finihercyniens, plus précisément autuniens ; les failles traduiraient, dans le socle, la tectonique extensive liée à la formation des hémigrabens dont le remplissage correspond aux molasses finihercyniennes conservées en bordure Sud de la Zone axiale, mais inconnues sur le territoire de la feuille Mont-Louis. Cependant, un (re)jeu normal posthercynien, crétacé, ne peut pas être exclu, et par ailleurs le filon-faille de Llo-Malaza a été inversé à l'Alpin (cf. *infra*).

Des filons de quartz orientés N075°E sont associés à la **faille de l'Hospitalet-Lanòs** ou à des failles parallèles, entre le massif de l'Hospitalet et la zone schisteuse Font Viva - Carlit. Il n'est pas impossible qu'il s'agisse, comme pour la faille de Llo, de failles normales sur quartz finihercyniennes inversées à l'Alpin (cf. *infra*).

Les modestes filons repérés dans le massif du Carol et son encaissant sont orientés Nord-Ouest / Sud-Est, comme les failles plus ou moins mylonitiques auxquelles ils sont superposés. Leur analyse n'a pas été faite, et il n'est pas certain qu'ils aient la même signification que les précédents.

ÉVOLUTION ALPINE

Aucun terrain alpin (Trias-Paléogène) n'étant conservé sur la feuille Mont-Louis, l'évolution alpine du socle ne peut être que difficilement reconstituée, et la question de l'importance de la déformation alpine dans cette partie de la Zone axiale a été et est toujours discutée. Pour une analyse détaillée de ce problème, voir Laumonier (2015) ainsi que la notice Prats-de-Mollo.

Dans un modèle devenu quasi paradigmatique depuis un quart de siècle (Muñoz, 1992 ; Vergés, 1993), la ZA est considérée comme un méga-anticlinal de nappes alpin (*alpine anticlinal stack*), les grandes failles à fort pendage Nord comme les failles de Mérens et de l'Hospitalet étant les racines verticalisées de chevauchements alpins majeurs à vergence Sud ; ces deux failles seraient en quelque sorte la continuation vers l'Est du célèbre chevauchement de Gavarnie

de la ZA centrale, *via* la faille de Soldeu (et/ou celle d'Envalira ?). Ce modèle a été vigoureusement contesté par B. Laumonier (2015) qui rejoint la conclusion de l'article remarquable d'A. McCaig (1986) selon lequel *the Mérens Fault nucleated as a steeply (65°-80°) dipping structure, and is not a backward-rotated thrust fault, nor is it the root zone for any major nappe structure* ; cette interprétation est reprise par B. Cochelin (2016) et par B. Cochelin *et al.* (2017). Cependant, ceci n'exclut pas des mouvements alpins sur ces deux failles, sous forme d'une inversion alpine de failles plus anciennes (cf. *supra*) :

- une faille inverse, mylonitique, tardihercynienne dans le cas de la faille de Mérens ;
- plus hypothétiquement, une faille normale sur quartz finihercynienne dans le cas de la faille de l'Hospitalet-Lanòs.

Par ailleurs, il est envisageable que ces failles aient également pu avoir un jeu normal lors des événements extensifs mésozoïques, spécialement au Crétacé « moyen ». En effet, l'analyse rétrotectonique faite par J. Vergés (1993) et par B. Laumonier (2015) des unités allochtones de la Pedraforca (Zone sud-pyrénéenne, ZSP), unités entièrement constituées de terrains de couverture alpine raccourcis en Nord-Sud et transportés du Nord vers le Sud, suggère que l'unité supérieure de la Pedraforca a pu avoir comme patrie le socle de la ZA situé au Nord de la faille de l'Hospitalet. Très schématiquement, pour ce domaine, une évolution tectonique en quatre temps peut être envisagée :

- jeu normal au Crétacé inférieur d'une paléofaille de l'Hospitalet avec formation d'un bassin subsident à son toit (du côté Nord) dans lequel s'est déposée l'épaisse série de la Pedraforca supérieure ;
- inversion de cette faille normale, au Crétacé terminal, pour donner l'actuelle faille de Soldeu-l'Hospitalet-Lanòs ;
- décollement et transport vers le Sud (à l'Éocène inférieur) de la couverture alpine, y compris le bassin inversé, pour former les nappes de la ZSP ;
- soulèvement de la ZA dès l'Éocène moyen-supérieur puis érosion faisant disparaître toute trace de couverture alpine de la région de Mont-Louis.

On peut envisager une évolution comparable – jeu normal crétacé, inversion finicrétacée – bien que moins importante pour la faille de Mérens ainsi que pour une paléofaille de la Têt.

Bien que mineure à l'échelle de la carte, on peut aussi souligner l'intérêt de la **faille de Llo**, qui est une faille normale sur quartz finihercynienne (cf. *supra*) inversée à l'Alpin.

En **conclusion**, il est important de souligner que le socle de la ZA de la feuille Mont-Louis appartient, au premier ordre, à une seule et même unité alpine majeure qu'on peut appeler **Unité axiale centrale** (UAC ; Laumonier, 2015).

Étant éloigné des bordures Nord et Sud de la ZA, ce socle, malgré son transport vers le Sud lors de la formation du prisme tectonique alpin à l'Éocène, n'a pas été basculé vers le Nord de manière sensible et a seulement été soulevé, bien que davantage au Nord qu'au Sud grâce au (re)jeu alpin des failles majeures.

ÉVOLUTION POSTALPINE (OLIGOCÈNE À QUATERNAIRE)

La tectonique postalpine néogène : les grandes structures

Le coin Sud-Est de la feuille Mont-Louis est traversé par la très longue (plus de 100 km) *faille de la Têt* (feuille Prades) – *faille de Cerdagne* (feuille Saillagouse). Il s'agit d'une faille normale (et faiblement décrochante dextre ou senestre) néogène N060°E pentée Nord-Nord-Ouest, de rejet plurihectométrique à kilométrique, dont le jeu principal est plutôt miocène inférieur avec formation du *bassin (hémigraben) du Conflent* au Nord-Est et miocène supérieur avec formation du *bassin (hémigraben) de Cerdagne* au Sud-Ouest. Localement s'observent de beaux gradins de faille, notamment entre Eyne et Err (feuille Saillagouse). La faille est jalonnée de cataclasites et de gouges parfois épaisses, sans déformation ductile notable.

La faille de Cerdagne recoupe, à Llo, la *faille du Col de Finestrelles*, faille normale N130°E à regard Nord-Est que suit la haute vallée du Segre, néogène précoce ou plus ancienne ; d'autres failles de ce type sont connues plus à l'Est (feuille Prats-de-Mollo).

La *faille du Capcir*, N000-015°E à regard Ouest, mal visible, forme la limite orientale du *bassin (hémigraben) du Capcir*, d'âge miopliocène (à quaternaire ?).

Ces failles, sauf celle du Col de Finestrelles, sont très visibles dans le paysage actuel car associées à de grands escarpements rectilignes, et leurs jeux miopliocènes accompagnent les soulèvements et aplanissements responsables de la morphologie actuelle, comme il est précisé ci-après (voir aussi Calvet, 1996).

Les surfaces d'aplanissement culminantes

Pendant les phases majeures de l'orogénèse pyrénéenne, du Bartonien à l'Oligocène inférieur, on peut envisager l'instauration au moins temporaire d'un régime d'équilibre dynamique entre surrection et ablation, corrélatif des épaisses séries de poudingues syntectoniques, de Palassou au nord, de Berga au sud. L'abondance des clastes issus du socle, en particulier les gros blocs de granitoïdes arrachés au batholite de Mont-Louis-Andorre et signalés dans les séquences torrentielles paléogènes qui recouvrent l'extrémité orientale de la nappe de Pedraforca, au sud de la Cerdagne, témoignent clairement de cet

épisode majeur de dénudation sur la zone axiale. La fossilisation des plis des Prépyrénées méridionales par ces conglomérats, jusqu'au bord même de la Zone axiale dans la zone des Nogueras, dès l'Oligocène inférieur, implique néanmoins une atténuation rapide de l'orogénèse et des reliefs contemporains. Cette première phase s'achève, à la fin du Paléogène et au début du Néogène, par l'arasement à peu près généralisé de la chaîne pyrénéenne, du moins dans sa moitié orientale.

La feuille Mont-Louis montre quelques uns des restes les plus vastes et les mieux conservés de ces paléotopographies aplanies. Elles s'organisent, dans le massif du Carlit, en deux niveaux étagés d'âge différent (Calvet, 1996, 1999b ; Calvet et Gunnell, 2008). Le niveau culminant, mieux conservé à l'Ouest du Carol dans les vastes *plas* du Campcardos (2 500-2 900 m), forme les panneaux des cotes 2 878 et 2 804 m (le plus significatif car d'une planéité parfaite sur une quinzaine d'hectares) de part et d'autre du pic Carlit ; on peut les retrouver, basculés vers l'Est, sur les bastions qui dominent le Capcir entre 2 300 et 2 400 m : Llaret, pic du Pam, Serre de Maury, Pla de Bernat. Le niveau subculminant, le plus vaste et le mieux conservé en dépit de l'érosion glaciaire, s'emboîte 300 à 400 m en contrebas et vient ceinturer les reliefs résiduels du Peric et du Carlit, rongés par des golfes d'érosion à leur périphérie. Ce niveau se suit d'Ouest en Est, des *plas* de Maura vers le plateau des étangs du Carlit, celui de la Calma, ainsi qu'au Nord-Est sur le couloir de la Llosa et les *plas* de Camporells. La moitié Nord-Ouest du massif ne recèle par contre que des lambeaux très exigus de ces formes, autour du pic Pedros mais aussi à l'Ouest du lac de Naguille, avec la remarquable serre de Canras (2 486 m) dont le toponyme souligne la platitude. Faute de dépôts discordants, l'âge de ces aplanissements reste imprécis. Ils recourent clairement des structures pyrénéennes comme la faille de Mérens et sont donc postérieurs aux phases majeures de compression paléogènes. Le plan supérieur pourrait s'achever dans l'Aquitainien ; la surface subculminante s'inscrit en contre-bas à la faveur des mouvements verticaux liés au rifting méditerranéen, bien enregistrés jusqu'au Burdigalien inférieur dans le fossé du Conflent, sur la feuille voisine Prades. Les altérites qui tapissent les hautes surfaces et dont les équivalents, mieux conservés encore, revêtent les *plas* de l'Aston (feuille Vicdessos), n'ont pour l'essentiel aucun lien génétique et chronologique avec ces surfaces d'aplanissement ; elles se sont élaborées postérieurement, probablement entre le Vallésien et le Quaternaire ancien, en particulier au Pliocène comme on le verra plus loin, mais certainement pas à la haute altitude actuelle de ces *plas*.

Les récentes données de traces de fission (TF) et âges Hélium dans l'apatite, obtenues sur le Carlit comme dans le cadre régional (Maurel *et al.*, 2002; Maurel, 2003; Maurel *et al.*, 2008 ; Gunnell *et al.*, 2009), confirment cette présentation de l'évolution géodynamique appuyée sur des arguments géomorphologiques, chronostratigraphiques et sédimentologiques. Les courbes de refroidissement, modélisées à partir des mesures de longueur de traces confinées, montrent toutes une phase d'exhumation rapide paléogène, centrée vers 40-35 Ma (Éocène supérieur) pour les échantillons du Carlit étudiés par

O. Maurel, comme d'ailleurs plus à l'Ouest dans la Maladetta (Fitzgerald *et al.*, 1999). Sur les modélisations récentes associant AFT et Hélium (Gunnell *et al.*, 2009), cette phase d'exhumation érosive est suivie par un long palier terminal, en général dès 35-25 Ma (Oligocène), dans les conditions thermiques de surface, palier qui reflète la réalisation de topographies de très faible énergie assimilables à l'aplanissement culminant. L'étagement trop modeste des deux niveaux d'aplanissement ne permet pas de les discriminer à l'aide de ces outils thermochronologiques.

La modélisation géophysique fondée sur la gravimétrie et démontrant la disparition tardive (~10 Ma) de la racine lithosphérique a permis de restituer une paléoaltitude maximale de l'ordre de 800 m lors de la réalisation de ces aplanissements (Gunnell *et al.*, 2008). Ces paléoaltitudes basses semblent se maintenir tout au long du Miocène supérieur pour le fossé de Cerdagne (cf. *infra*), sur la base d'arguments paléobotaniques, et on ne retiendra donc pas l'hypothèse de surfaces réalisées à ~2 km d'altitude dès la fin du Paléogène (Babault *et al.*, 2005 ; voir Gunnell et Calvet, 2006).

Les dislocations du Néogène supérieur et l'édification des reliefs actuels

Au Miocène moyen, le relief des Pyrénées orientales se présentait donc comme une vaste plaine d'érosion, dominée par quelques massifs résiduels hauts de 400 à 500 m et raccordée au niveau de la mer du Langhien-Serravallien dans les Corbières orientales et le Roussillon (feuilles Leucate et Narbonne). Ce paysage va progressivement être disloqué et porté en altitude à partir du Tortonien, et cela en plusieurs étapes, dans un régime tectonique d'abord extensif ou décrochant-extensif, puis, tardivement semble-t-il, au cours du Quaternaire, de style compressif avec une direction de contrainte majeure proche de N-S (Goula *et al.*, 1999 ; Calvet, 1999a).

Le Miocène supérieur

Les prémices du soulèvement sont enregistrées par le fossé de Cerdagne au cours du Vallésien (équivalent continental du Tortonien, 11,2-8,7 Ma), où les apports détritiques proviennent principalement de sa bordure Nord, donc *pro parte* du massif du Carlit. Leur composition, très riche en argiles kaoliniques et en sables arkosiques, avec surreprésentation des galets de quartz, implique le décapage d'altérites épaisses et évoluées qui s'étaient développées sur les surfaces d'aplanissement ; on a pu calculer que les dépôts miocènes de Cerdagne représentent une tranche érodée de ~68 m : dans ces conditions les altérites qui couvrent actuellement les hautes surfaces ne peuvent qu'être postérieures au Miocène supérieur. La faille de la Têt-Cerdagne contrôle essentiellement la subsidence de l'hémigraben, mais l'escarpement bordier du Puigmal - Cambre d'Aze n'est alors qu'esquissé, comme le prouvent les cailloutis presque exclusivement schisteux de Llo-Saillagouse, alors que la montagne actuelle expose les gneiss jusqu'à 2 400-2 600 m : leur mise à

l'affleurement et donc la création de ce front montagneux sont à l'évidence postérieures au Vallésien. Par ailleurs les flores vallésiennes de Cerdagne impliquent une paléoaltitude du bassin lacustre encore très faible car elles sont quasi identiques à celles, littorales, de La Bisbal en Empordà. On a parfois abusivement interprété le mélange des espèces comme la preuve d'un étagement au flanc de reliefs hauts de 1 000 à 1 500 m, ce qui conduit *ipso facto* à minimiser les surrections ultérieures, en contradiction avec les arguments tectoniques, sédimentologiques et géomorphologiques procurés par ce bassin (références et argumentation détaillée *in* Calvet, 1996, p. 454). Des travaux plus récents exploitant la palynologie du Turolien de Cerdagne vont dans le même sens et proposent une reconstitution quantifiée du climat turolien de Cerdagne, avec des moyennes annuelles estimées entre 15,5° et 19,8°, soit sensiblement supérieures à celles qui règnent actuellement au niveau de la mer en Roussillon (Fauquette *et al.*, 2006 ; Agusti *et al.*, 2006). C'est au Turolien (équivalent continental du Tortonien sup. - Messinien, 8,7-5,33 Ma) que se place un événement orogénique décisif, en particulier à la marge Sud de la Cerdagne, avec l'irruption depuis le Sud d'épais faciès torrentiels à mégablocs puis leur ample déformation qui relève en crochon toute la série fluviolacustre et torrentielle du Vallésien-Turolien contre la faille bordière. Au Nord du bassin, le basculement vers le Sud des hautes surfaces s'accroît et se complique de fractures, probablement responsables du grand escarpement Est-Ouest qui court de Bolquère à Targassonne et Béna. Si les failles proches d'Est-Ouest et Nord-Est / Sud-Ouest sont attestées au contact du socle et des dépôts miocènes (cf. feuille Saillagouse), l'accident Est-Ouest présumé contrôler l'escarpement d'Égat à Béna n'a pu cependant être cartographié dans le socle, où dominent les orientations Nord-Ouest / Sud-Est et Nord-Est / Sud-Ouest, bien visibles sur photo aérienne.

Le Pliocène

Il correspond à une pause dans la surrection et les jeux des failles bordières, au moins à partir du Pliocène moyen. En effet se développent alors des aplanissements partiels, pédiments ou cônes rocheux, qui recourent à la fois le socle et le Vallésien déformé, sur le plateau de la Perche, mais aussi le Turolien préalablement tectonisé, en Cerdagne espagnole (région de Bellver-Nas-Urus, feuille Saillagouse *pro parte*, feuille espagnole Bellver). L'ampleur de ces formes planes dans le secteur du Col de la Perche s'explique par le fait qu'elles retouchent d'assez peu un panneau des hautes surfaces miocènes régulièrement basculées vers l'Est-Sud-Est depuis les plateaux du Carlit vers ceux de la Calma et de la forêt de Font-Romeu-Bolquère. Plus à l'Ouest, la banquette aplanie de Targassonne à Béna n'est large que de 2 à 3 km au plus et vient s'emboîter dans le massif du Carlit par de brefs golfes d'érosion vers 1 600 m. Quelques vestiges similaires, au-dessus et vers 1 750 m, signalent probablement une première génération de pédiments locaux consécutifs à la phase d'ablation vallésienne. Les épandages torrentiels Fp jalonnent les aplanissements partiels pliocènes, comme à Brangoly ou à l'Ouest d'Eyne, ainsi que les arènes évoluées riches en smectites, signalées à Targassonne. Cette phase d'arénisation pliocène est

probablement responsable aussi d'une bonne part des altérites qui couvrent les hautes surfaces, antérieurement à leur soulèvement aux altitudes actuelles, qui les a placées dans une ambiance bioclimatique périglaciaire a priori peu compatible avec ce mode de météorisation.

La question du fossé du Capcir

Faute de datation de son remplissage, ce bassin s'intègre encore assez mal dans cette histoire géodynamique. L'existence d'un demi-fossé tectonique, contrôlé par un accident N007-010°E au dessin légèrement concave vers l'ouest, est surtout une évidence géomorphologique et sédimentologique. En effet la faille bordière reste présumée et n'a jamais pu être caractérisée en affleurement. Son emplacement possible, dessiné au Nord du Capcir, n'est matérialisé que par un décalage du plancher du pluton de Quérigut et de la faille de Mérens, dans une zone d'affleurements très discontinus. Plus au Nord (feuille Ax-les-Thermes), le cours Nord-Sud de l'Aude du Capcir à Usson est contrôlé par la même structure, recoupée par les galeries hydrauliques d'EDF où une kaolinisation considérable a été constatée en profondeur. Néanmoins il faut bien expliquer la localisation de ce remplissage lacustre ; par ailleurs le linéament oriental du Capcir est évident sur toutes les images satellites ; enfin le grand escarpement bordier du bassin, qui recoupe orthogonalement toutes les structures du socle et en particulier des ensembles lithologiques de résistance très variable à l'érosion, ne relève absolument pas du travail de l'érosion différentielle. Il ne peut donc s'agir que d'un escarpement de faille originel, dont la jeunesse est soulignée par la faiblesse de sa dissection, à la différence de l'escarpement de faille qui borde la Cerdagne au Sud et qui est découpé en facettes par de profondes vallées en auge (Planès, Eyne) ou par des gorges fluviales (Llo, Err, Osséja, etc.).

Selon une hypothèse déjà ancienne (Biro, 1937), cet escarpement aurait tronçonné un paléodrainage issu du Carlit et gagnant le bassin de la Têt, selon la direction Ouest-Nord-Ouest / Est-Sud-Est qui est celle de la haute vallée du Galbe, comme d'ailleurs celle de la Têt en amont de Mont-Louis et de l'Aude au sud des Angles : il en reste les grandes échancrures semi-circulaires des cols de Sansa et de Creu, cette dernière se prolongeant vers l'Est par une large vallée évasée perchée à l'aval 300 m au-dessus de la gorge de la rivière de Cabriels. L'absence d'une ceinture d'aplanissements partiels fininéogènes autour du Capcir, à la différence de la Cerdagne, et le fait que l'on peut assimiler cette génération de formes au système de paléovallées évasées décrites dans le secteur de Railleu-Sansa (feuille de Prades) permettent d'envisager un jeu très tardif pour le fossé du Capcir, mais très probablement en deux temps. En effet la surrection de l'escarpement oriental du Capcir ne peut être que postérieure au remplissage lacustre piégé dans le fossé, puisque ces dépôts ne renferment apparemment aucun apport torrentiel issu de ce front montagneux. L'orientation proche de Nord-Sud est aussi tout à fait originale et un jeu extensif sur cet accident récent n'est pas incompatible avec le retour à une contrainte majeure compressive Nord-Sud au Quaternaire.

En conclusion, le fossé du Capcir et son grand escarpement oriental pourraient être des traits géomorphologiques et structuraux très récents, pliocènes à postpliocènes, induisant une progression du drainage de l'Aude jusqu'au cœur de la zone axiale, au détriment du bassin hydrographique de la Têt.

La genèse quaternaire des reliefs actuels

La poursuite de la surrection est une évidence dans le cadre régional et cela s'accompagne toujours du rejeu de failles, affectant clairement les remplissages pliocènes des bassins côtiers, Empordà et Roussillon (cf. feuilles Rivesaltes, Céret, Argelès-sur-Mer-Cerbère). Dans le bassin de Cerdagne, le rejeu en extension de la faille de la Têt-Cerdagne au Quaternaire ancien est attesté. Il est de l'ordre de 100 à 150 m au droit de Llo, comme le montre le décalage de la racine de l'aplanissement partiel de la Perche, préservée sous forme de replats dans la vallée de Llo. En Cerdagne espagnole, derrière Bellver (serrat de Nas, serrat de Torroellas), le plan d'érosion pliocène qui tronque la séquence détritique turolienne, préalablement déformée en crochon contre la faille bordière, est décalé par un escalier de failles normales (Gourinard, 1971b ; Calvet, 1996, 1999a ; Calvet et Gunnell, 2008), parfois confondues abusivement avec des glissements de terrain (Roca, 1986 et feuille Saillagouse). Dans le même secteur les facettes triangulaires du grand escarpement bordier sont particulièrement fraîches.

Un rejeu tardif en compression (Calvet, 1996, 1999a ; Goula *et al.*, 1999) est aussi enregistré dans le même secteur, par les conglomérats turoliens dont les blocs sont tronçonnés en faille inverse à regard Sud. Des accidents inverses affectent aussi du Quaternaire alluvial moyen à récent (faille inverse d'Estavar, au bord Sud de la feuille, et faille inverse de Martinet en Cerdagne espagnole). On ne retiendra pas l'hypothèse d'un prolongement du jeu extensif de la faille de la Têt dans le Quaternaire moyen et récent (Briais *et al.*, 1990), car, tant sur les feuilles Saillagouse que Prades et Mont-Louis, aucune des nappes alluviales FW, x et y ni les moraines de Planès et du Cambre d'Aze n'ont montré de signes indubitables de déformation au contact de la faille, qu'elles semblent toutes, au contraire, fossiliser.

La mesure du soulèvement d'ensemble est, quant à elle, difficile à estimer sur les trois derniers millions d'années car on ne connaît évidemment pas l'altitude initiale du pédiment de la Perche, aplanissement partiel local, qui a pu se réaliser sans connexion directe avec le niveau de base marin. Néanmoins il se prolonge vers le Conflent (feuille Prades) presque en continu, par des systèmes de replats, selon une pente de l'ordre de 3 à 4 %, bien trop forte pour être originelle, s'agissant d'une paléovallée très évasée et à fond plan. En admettant une pente initiale de 1 à 1,5 % (déjà considérable pour un organisme fluvial de cette importance), le soulèvement est de 700 à 800 m par rapport au littoral pliocène du seuil de Ternère à l'entrée du Conflent, soit près de 1 000 m par rapport au trait de côte actuel. Ce soulèvement général est responsable de la vigoureuse

dissection exercée par le réseau hydrographique, que ce soit la Têt en aval de Mont-Louis, l'Aude en aval de Puyvalador, où se place des *knick points* majeurs, ou l'ensemble du bassin de l'Ariège ; mais ce phénomène est resté évidemment plus discret dans les portions du massif du Carlit adossées aux hauts bassins de Cerdagne et Capcir et de la sorte protégé de l'érosion régressive. Si l'instabilité perdure tout au long du Quaternaire et certainement jusque dans l'Actuel, comme le montrent sismicité et comparaisons des nivellements, l'essentiel du volume montagneux est cependant acquis dès le Quaternaire moyen, puisque l'englacement Gw, le plus ancien caractérisé, montre une ampleur comparable ou légèrement supérieure à celle des englacements ultérieurs.

L'impact des crises climatiques quaternaires

Le domaine périglaciaire

Les secteurs du massif qui n'ont jamais été englacés, outre quelques *plac* culminants garnis de grands cercles de pierres, se répartissent essentiellement sur la bordure méridionale du Carlit. L'action du gel et des processus de gélisolifluxion ont contribué à régulariser les versants, où les marques de dissection comme les chicots et pinacles rocheux tendent à s'estomper en général au-dessus de 1 800-2 000 m. Le versant plan concave qui domine Targassonne, entre 1 600 et 2 100 m en donne un bon exemple : on y démontre aussi la faible efficacité de ces morphogenèses froides, incapables d'évacuer toutes les épaisses arènes évoluées qui tapissent la concavité basale, alors que par ailleurs, sur ce versant, des dépôts de pente d'âges très différents se juxtaposent ou se superposent sur un même plan.

Le domaine glaciaire

Caractères généraux de l'englacement. Le massif du Carlit montre une dissymétrie spectaculaire de l'englacement selon un gradient Nord-Ouest / Sud-Est tout à fait conforme au gradient climatique actuel. La façade septentrionale a contribué à nourrir, dans la vallée de l'Ariège, une langue de glace de près de 70 km et épaisse de 900 à 1 000 m au maximum lors de la phase Gx, encore de 800 à 900 m lors de la phase Gy ; la sculpture glaciaire y est généralisée et puissante, avec des auges et des cirques profonds, séparés par des crêtes rocheuses étroites et aiguës. Néanmoins il ne faut pas y exagérer l'efficacité de l'érosion glaciaire, dans cette chaîne pyrénéenne très méridionale déjà : au verrou de Mérens, la vallée de l'Ariège préserve encore sa forme initiale fluviale en méandres encaissés. Vers le Sud-Est du Carlit au contraire, les langues glaciaires les plus puissantes ne dépassaient pas 18 et 27 km (Têt et Carol) et 300 à 500 m d'épaisseur (450 m à Porta pour la phase Gy) et les glaciers se sont fréquemment bornés à réaménager des topographies de plateaux très anciennes, qu'ils n'ont souvent guère réussi à défigurer. La préservation d'altérites évoluées et épaisses sous les moraines (sites des Forats, à 2 100 m

sur le plateau des étangs, et de la Balmeta, ombilic où la glace avait pourtant 200 m d'épaisseur) témoigne clairement de cette faiblesse de l'érosion glaciaire. Dans le Galbe, la conservation des moraines Gx au flanc de l'auge, sous celles du Würm, offre un argument supplémentaire. La quantification de l'érosion würmienne, permise par l'exceptionnelle conservation des dépôts sur la moitié Sud-Est du massif du Carlit, indique une tranche érodée de ~5 m, mais de forts contrastes temporels, l'érosion étant beaucoup plus rapide en fin de glaciation en raison d'une situation de déséquilibre caractéristique des conditions « paraglaciaires » (Delmas *et al.*, 2009). À ces latitudes déjà méridionales, il est difficile d'envisager un glacier à base froide, d'autant que les preuves abondent de l'existence d'eaux de fonte sous- et juxta-glaciaires. L'explication réside plutôt dans la brièveté des phases d'englacement successives, à l'image du Würm que l'on étudie plus loin, et dans le faible dynamisme de glaciers mal alimentés et soumis à une intense ablation dans ces hauts bassins abrités, secs et lumineux. L'énormité des moraines latérales et frontales implique aussi l'incapacité des eaux de fonte, trop peu abondantes, à évacuer vers l'aval cette charge solide. En définitive le glaciaire reflète bien la permanence, tout au long du Quaternaire, des grands contrastes climatiques actuels. Cette prédominance des flux de Nord-Ouest explique aussi, par redistribution de la neige vers les versants sous le vent, à l'image des névés actuels, la localisation au Sud-Est ou à l'Est, voire parfois plein Sud, de cirques glaciaires bien dessinés, du Campcardos au Roc d'Aude et au Pla de Bernat.

La chronologie du glaciaire quaternaire. Comme l'ensemble des Pyrénées, le Carlit a longtemps fait l'objet d'une interprétation monoglaciale (Viers, 1961, 1963, 1968, 1969). À un Quaternaire ancien et moyen présumé marqué par des crises semi-arides, responsables du façonnement de grands glacis (la Matte en Capcir par exemple), aurait succédé un Quaternaire récent froid et humide responsable d'une seule grande phase glaciaire. Cette dernière se décomposait en un stade d'expansion maximal (les moraines externes), suivi d'une série de cordons de retrait où on individualisait un épisode interne de stationnement, enfin une récurrence tardive dans les cirques, tantôt assimilée à un Tardiglaciaire froid et sec (Viers, 1961), tantôt rapportée à un Néoglaciale holocène succédant à une déglaciation totale des cirques (Taillefer, 1969). Cette vision recèle sa part de vérité car, de fait, il n'existe qu'une seule séquence de matériaux morainiques toujours très peu altérés, cela depuis les grands cordons externes inclus, remarque déjà faite en son temps par P. Birot (1937) qui rapportait le tout au Würm. Dans un souci de corrélation au moins formelle avec les Alpes, les auteurs pyrénéens admettent cependant, à la fin des années 1960, une équivalence entre moraines du Maximum et Riss, moraines internes et Würm (Viers, 1969). La seule voix discordante, produisant une chronologie pluriglaciaire pour le Carol, a été celle d'Y. Gourinard (1971a).

Les travaux plus récents (références *in* : Calvet, 1996, 2004 ; Calvet *et al.*, 2011 ; Delmas, 1998, 2009 ; Delmas *et al.*, 2012) ont bien démontré la pluralité des glaciations et la chaîne pyrénéenne a rejoint le lot commun. C'est sous ou en avant des grands cordons frontaux Gy à matériel peu ou pas altéré qu'il faut

rechercher les traces des glaciations plus anciennes et, de fait, au moins deux épisodes antéwürmiens sont conservés et bien exposés en périphérie du Carlit : Gx précède immédiatement les dépôts du Würm et peut être assimilé au Riss ; GW se rattache en Cerdagne à une haute terrasse FW et doit donc être rapporté à un épisode du Quaternaire moyen-ancien. Aucun argument ne permet encore de corrélations précises avec les stades isotopiques marins (MIS). Seul Gy représente certainement les stades 2 à 4 (ca 20-60 ka), peut-être aussi 5b (ca 100 ka). Gx pourrait se corrélérer avec le stade 6 (ca 191-130 ka), ce que confirme en Ariège une date ^{10}Be à 122 ka pour un bloc erratique en position Gx, sur la feuille Foix (Delmas *et al.*, 2011). Pour GW on peut hésiter entre les stades 12, 14 et 16 (ca 400-650 ka), eux aussi très marqués dans les courbes de référence.

Les zones en blanc représentent l'emprise glaciaire maximale au Würm. Les contours des phases de retrait sont d'après Delmas (2009). Les âges sont ceux extraits de Rodès (2008), Delmas (2005, 2009), Delmas *et al.* (2008, 2011), Pallàs *et al.* (2010). Les contours pour les englacements préwürmiens sont d'après Calvet (1996, 2004) et Calvet *et al.* (2011). Les âges ^{10}Be ont été calculés avec le taux de production utilisé avant 2010 ; l'utilisation des taux actuels conduirait à les vieillir légèrement.

Le cycle glaciaire würmien. La bonne conservation des cordons morainiques permet une reconstitution précise de l'emprise würmienne maximale et des étapes de la déglaciation (Fig. 10). Ce cycle glaciaire a par ailleurs bénéficié d'un effort de datation important (*mais cet effort de datation est postérieur au travail de cartographie, qui introduisait des subdivisions trop nombreuses et pas nécessairement cohérentes avec les âges produits ultérieurement*). À l'angle Sud-Ouest de la carte, le petit glacier du Malniu, issu du versant Sud du Campcardos, a fourni vers l'extrémité de la langue notée Gy₁ deux âges ^{10}Be à $76,5 \pm 2$ et $49,2 \pm 1,3$ ka sur les moraines qui jalonnent l'emprise würmienne maximale (Pallàs *et al.*, 2010). Au cours de ce stade d'englacement, la limite d'équilibre glaciaire se tenait au Sud vers 2 200 m ou plus pour les cirques isolés et 2 100 m pour les grands organismes comme la Têt et l'Angoustrine ; le calcul donne 2 050 m pour le Galbe ou le Carol et seulement 1 800 à 1 600 m au Nord du massif, du Quérigut à l'Ariège (feuille Ax-les-Thermes). On restitue aisément au Nord-Ouest de la carte l'image d'une calotte de glace, épaisse de plus de 500 m dans la haute vallée de la Grave et dont n'émergent que les pics les plus élevés, la glace transfluant par tous les cols (placage de moraine de la Portella Gran, à 2 635 m, entre Llosa et Oriège). Vers les bordures méridionale et orientale du massif, cette calotte s'amincissait rapidement. Vers le Capcir et le plateau de la Perche, elle s'écoulait en langues diffluentes autour des bastions montagneux jamais englacés de la Calma, du Roc d'Aude et de la Serre de Maury. Elle formait sur les hautes surfaces occidentales (Les Étangs, Maura, La Padrilla) un glacier de plateau de plus en plus mince vers le Sud-Ouest et mal alimenté, vu sa position d'abri sous les hauts reliefs résiduels du Carlit au Punxo, qui émergeaient largement de la glace.

Ce système glaciaire a dû se reconstituer quasiment à l'identique à plusieurs reprises au cours du Würm. En effet les datations ^{10}Be ont montré une poussée puissante lors du MIS 2, précisément pendant le dernier maximum glaciaire global (Global LGM). Cette poussée a presque atteint, vers 22-24 ka, les fronts du Maximum d'extension würmien tant sur le Carol que sur la Têt et sur le Malniu. Cette avancée est apparemment moins marquée sur l'Ariège (front contemporain du Global LGM 8 km en amont du Maximum d'extension glaciaire würmien) et non documentée dans la moitié Ouest des Pyrénées. Aussi on l'interprète suivant un modèle paléométéorologique favorisant les apports neigeux par flux méditerranéens, depuis le centre d'action dépressionnaire des Baléares (Delmas *et al.*, 2011 ; Calvet *et al.*, 2011), en relation avec un avantage thermique certain de la Méditerranée par rapport au golfe de Gascogne lors du Global LGM.

La déglaciation postérieure au Global LGM a été extrêmement rapide, même si elle a laissé de nombreuses traces d'un retrait par saccades. En effet la tourbière fossile de la Grave amont montre que dès 19-20 ka cal. BP les glaces se sont réfugiées dans les cirques sur la façade Sud-Est du Carlit. Par contre le bassin de l'Ariège, beaucoup mieux alimenté, a conservé un englacement de vallée plus important. La langue principale atteint encore Ax, à 700 m, au Dryas ancien, tandis que la transfluence du Puymorens a cessé ; au même moment le glacier de l'Orri, sur le versant oriental du col, atteint tout juste Porté, à 1 600 m. La cartographie permet de suivre précisément les étapes de la déglaciation sur les plateaux du Carlit (Fig. 10). Au stade Barrès (Gy1b), la géométrie de la calotte glaciaire change peu, mais le glacier de plateau au Sud-Ouest commence certainement à se morceler, isolant les secteurs de Maura et de la Padrilla. C'est au stade de la Borde (Gy1c) qu'interviennent les modifications majeures. Les diverses langues comme la calotte qui les alimente ont fortement maigri et le plateau des étangs commence à se déglacer dans son angle Sud-Est (moraines latérales des Llèbres) ; le secteur des Socarrades, soumis à une intense ablation, se transforme en glacier noir alimenté en blocs presque exclusivement granitiques, par une cryoclastie et surtout une détente très active dans la moitié inférieure des parois, qui émergent alors largement de la glace ; plus à l'Ouest, seul le cirque des Estagnets est encore englacé mais la déglaciation est totale sur le plateau de Maura-La Padrilla.

Au stade des moraines internes (Gy2), la grande calotte initiale achève de se morceler en organismes glaciaires indépendants, de taille de plus en plus réduite, les confluences et diffluences cessant de fonctionner les unes après les autres. Le plateau des étangs ne porte plus que des lobes de piémont coalescents, dont un dernier épisode est souligné par la grosse moraine du Llat : son enracinement à plus de 2 400 m en rive droite indique une forte remontée de la ligne d'équilibre glaciaire. La confluence de l'Angoustrine au Cap de l'Homme a cessé la première, avec la diffluence vers le lac d'Aude, puis celles des Bouillouses et du Malpas, lorsque se met en place le gros cordon frontal de Bones Hores, et enfin celles de la Balmeta. L'ultime glacier de type alpin dans ce bassin occupe l'auge de la Grave, où sa récession et son amaigrissement sont

bien documentés par trois cordons latéraux étagés et un ultime bouchon fait de moraines d'ablation informes, en arrière desquelles se situe la tourbière datée par ^{14}C à 19-20 ka cal. BP de la Grave amont ; mais il semble bien que cette langue glaciaire soit passée sur la tourbière sans la détruire et marque une récurrence du Dryas ancien, contemporaine de la moraine du Llat sur le plateau des Étangs.

Au stade des cirques (Gy3), la glace se réfugie de plus en plus à l'ombre des parois et dans les sites où peut jouer la suralimentation neigeuse sous le vent de Nord-Ouest. La ligne d'équilibre n'a plus qu'une signification locale ; elle se tient entre 2 600 et 2 700 m pour les stades ultimes (rappelons qu'actuellement elle serait nettement au-dessus de 3 000 m dans le Carlit et que plus à l'Ouest le massif ariégeois du Montcalm-Pique d'Estats, 3 140 m, ne porte aucun glacier actif, seulement des névés avec peut-être de la glace résiduelle). L'âge de l'épisode des cirques est relativement ancien, postérieur à la tourbière fossile de la Grave amont (soit 19-20 ka cal BP), mais probablement antérieur pour l'essentiel à l'amélioration climatique de l'Allerød (14,7-12,9 ka). En effet la palynologie montre qu'à l'Allerød la limite supérieure des forêts est remontée à près de 1 800 m au nord du Carlit (Reille et Andrieu, 1993), ce qui permet d'envisager une déglaciation à peu près totale des Pyrénées méditerranéennes. La mise en place systématique, en amont de ces moraines, de glaciers rocheux implique une récurrence de froid très vif et sec, qui ne peut être que le Dryas récent. Certains cirques toutefois, les plus élevés et les mieux exposés, ont pu connaître aussi une récurrence glaciaire au Dryas récent, attestée par les datations ^{10}Be . Rares sont les cirques susceptibles d'être restés englacés plus tardivement encore, car les glaciers rocheux y sont absents à l'amont des moraines (cirque de la Vignola, au S du Puymorens, sur la feuille Fontargente ; cirque amont de la Grave ; cirque de l'étang glacé, sous la face Est du Carlit).

L'évolution postglaciaire et holocène

Il faut surtout signaler la modestie des retouches holocènes au modelé des versants. La preuve en est donnée par la persistance des espaces lacustres, même de petite taille, que les apports détritiques torrentiels ont été incapables de combler. Dans les ombilics des grandes vallées comme la Grave, la Balmette ou le Galbe, l'abondance des tourbes dans les remplissages superficiels des ombilics et le caractère subordonné des récurrences caillouteuses va dans le même sens. En altitude la construction des éboulis est maintenant extrêmement lente (Huc, 2008, 2010) ; seule une gélisolifluxion modérée bosselle certains versants et peut construire quelques loupes pierreuses. Les pelouses compactes, en voie de dégradation depuis la fin de l'optimum Atlantique, livrent au ruissellement diffus et au vent leur substrat limono-sableux (Soutadé, 1980). Les cônes torrentiels sont tous végétalisés et les traces de laves à leur surface sont ponctuelles et discontinues. Le ravinement a peu de prises dans les moraines à gros blocs et les seuls secteurs affectés s'observent dans la vallée de la Grave ou celle du Galbe derrière Espouuille. Les dynamiques torrentielles, associées à des glissements de terrain, sont plus actives sur les grands versants

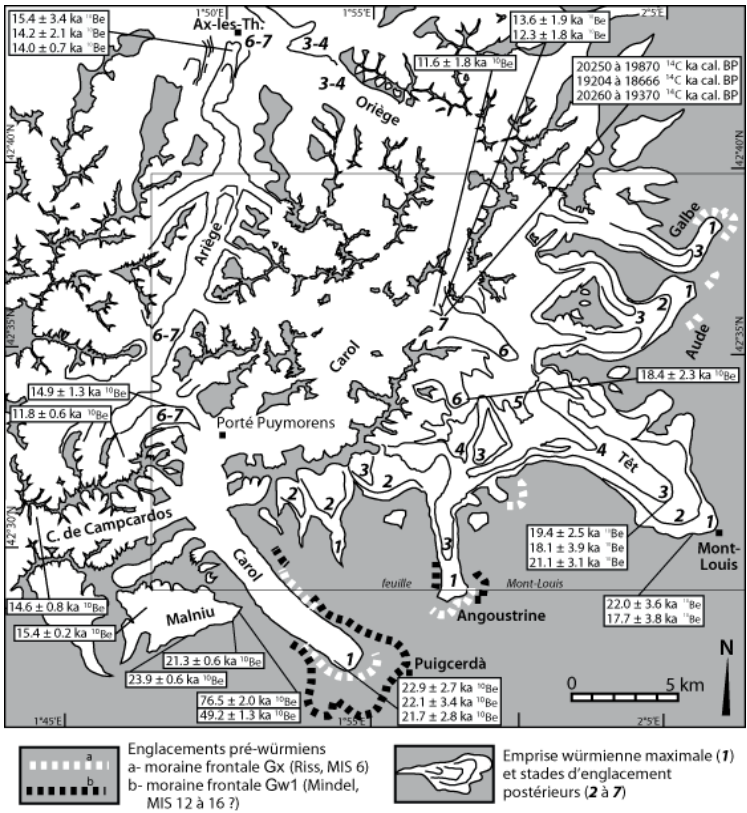


Fig. 10 - Emprise spatiale des paléoenglacements pléistocènes.

très raides des vallées ariégeoises, en particulier sur l'Oriège, au détriment d'épaisses zones broyées le long de la faille de Mérens. Il faut enfin signaler, dans les micaschistes, des phénomènes actifs de tassement en grand des versants (*Sackung* ou *Rock slope failure*), avec fentes ouvertes parfois à contre-pente (versant N de la crête du Castella, au-dessus de la Grave, pic de Coste Rebenc dans le vallon d'Orgeix ; Jarman *et al.*, 2014). Mais ils sont plus rares que ceux signalés sur la feuille Saillagouse, dans les massifs du Puigmal et de la Tossa d'Alp.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapitre est d'évoquer, le plus brièvement possible – pour ne pas alourdir inutilement la présente notice, une présentation beaucoup plus détaillée et les références appropriées se trouvant notamment dans la notice Prats-de-Mollo ainsi que dans les autres notices des feuilles à 1/50 000 est-pyrénéennes –, 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 Mont-Louis. Le découpage chronologique adopté est celui pertinent pour le domaine est-pyrénéen.

LA GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIIENNE

À l'**Édiacrien**, vers 600-540 Ma, les futures Pyrénées et les régions voisines appartiennent à la marge cadomienne nord-gondwanienne, marge active dans laquelle le domaine pyrénéen pouvait être un bassin marginal très subsident, comme le suggère le volcanisme du Groupe de Canaveilles. Le contexte était donc extensif, peut-être subductif. Bien qu'il n'y ait pas de véritable cycle orogénique cadomien dans les Pyrénées (on n'y connaît ni déformations ni métamorphisme), il est clair que l'évolution du domaine pyrénéen à l'Édiacrien relève bien de la logique finicadomienne.

Au **Cambrien** *s.l.* (~540-480 Ma), la marge active cadomienne nord-gondwanienne devient une marge passive/transformante, et il se développe un vaste système de plateformes à sédimentation silico-clastique et/ou carbonatée, représentée dans les Pyrénées par le Groupe de Jujols.

À l'**Ordovicien** *s.l.* (~480-440 Ma), le domaine pyrénéen évolue sous la double influence d'événements de nature différente se déroulant au Nord et à l'Ouest d'une part – ouvertures océaniques (Rheic, océan du Massif central), plutonisme felsique (granitoïdes) ordovicien inférieur-moyen –, au Sud-Est d'autre part – déformations sardes médio-ordoviciennes, transtensives et/ou

transpressives, dans un contexte de marge redevenue active (magmatisme ordovicien supérieur).

LE CYCLE HERCYNIEN

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.

Tout d'abord, les Pyrénées appartiennent aux zones externes méridionales de la branche centrale de la chaîne varisque ouest-européenne, chaîne de collision orientée globalement Nord-Est / Sud-Ouest et structurée en deux temps, au Siluro-Dévonien par fermeture du petit océan centralien (chaîne varisque *s.s.*) et au Carbonifère (chaîne hercynienne *s.s.*) ; les zones internes de cette chaîne, structurées les premières, sont visibles au Nord des Pyrénées (Massif central, Sud du Massif armoricain) ; l'avant-pays méridional de la chaîne hercynienne est aujourd'hui caché sous le bassin de l'Èbre. Le domaine pyrénéen, très externe, est touché très tardivement par l'orogénèse hercynienne, au Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) principalement, comme le Sud de 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).

Se pose enfin le problème de la continuation des Pyrénées vers l'Est, sous ou au-delà de la Méditerranée.

L'étape préorogénique (Ordovicien supérieur à Mississippien, ~ 450-325 Ma). Le bassin sédimentaire pyrénéen (plate-forme ou bassin plus ou moins profond) constitue l'avant-pays de l'orogène varisque du centre de la France. Il s'y dépose, en discordance (discordance sarde) ou non, une série marine carbonatée et/ou silico-clastique. Au Namurien *s.l.*, il s'agit d'un bassin flexural d'avant-pays, conséquence de la tectonisation des domaines plus internes situés au Nord des Pyrénées, et dans lequel se dépose un flysch (« Culm »).

L'étape orogénique majeure (Pennsylvanien, ~ 325-300 Ma). Son début rajeunit du Nord-Est (Montagne Noire, Pyrénées orientales : Namurien A, ~325 Ma) vers l'W (Pays basque : Westphalien C, ~310 Ma). Pendant cette période longue de ~15 Ma (~325-310 Ma), dans les Pyrénées orientales, les déformations précoces D1 marquent, dans la logique de progression du Nord / Nord-Est vers le Sud / Sud-Ouest de l'orogénèse hercynienne dans le Sud du Massif central, un fort raccourcissement selon cette direction et un épaissement plus ou moins important. L'exhumation D1', vers 309 Ma (Westphalien D), signale le moment où les Pyrénées s'incorporent à la branche Nord de l'Arc cantabrique (asturien), actif vers ~310-295 Ma. C'est dans ce nouveau contexte géodynamique associant subduction vers le Nord, extension

et décrochement dextre (« Paléofaille nord-pyrénéenne » ?) que se déroulent, entre ~308 Ma et ~299 Ma (Stéphanien *s.l.*), les déformations tardives D2-D3, le métamorphisme de HT-BP et le plutonisme, voire le début du volcanisme finiorogénique au Sud de la chaîne.

L'étape finiorogénique (Permien inférieur, ~ 300-285 Ma). Le régime tectonique décrochant dextre (fin de D2 et D3) dans le Nord-Est des Pyrénées se poursuit, à partir de ~300 Ma (Permien inférieur), et se généralise mais sur un mode de plus en plus transtensif, dans les Pyrénées comme dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest.

LE CYCLE ALPIN

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 – (rifting, expansion et, dans le cas de la Téthys, subduction) ainsi que celle de la plaque ibérique dont les mouvements relatifs (et la collision finale avec le reste de l'Europe) expliquent les événements complexes qui affectent le domaine pyrénéen interposé à ces époques.

Toutefois, l'absence totale de terrains de cet âge sur la feuille Mont-Louis et alentour interdit de les analyser précisément dans le socle hercynien de ces régions, tant pendant la longue **étape préorogénique (Permien à Crétacé supérieur *p.p.*, ~ 260-85 Ma)**, bien que des jeux de faille normaux au Crétacé inférieur, par exemple pour les failles de l'Hospitalet et de Mérens, soient envisageables (cf. *supra* et Laumonier, 2015), que pendant l'**étape orogénique (Crétacé supérieur *p.p.* à Éocène, ~ 85-35 Ma)** qui, on l'a dit plus haut, se traduit surtout par des (re)jeux d'accidents (failles mylonitiques, failles normales) plus anciens, et par un soulèvement en bloc.

L'**étape postorogénique (Oligocène à Quaternaire, ~ 35-0 Ma)** a été détaillée au chapitre précédent et on se bornera ici à en rappeler les grandes lignes. À partir de l'Oligocène supérieur l'Est des Pyrénées est concerné par le contexte extensif de l'ouverture de la Méditerranée occidentale. Cela se traduit par la formation d'une série d'hémigrabens, de plus en plus récents vers l'Ouest (voir synthèse plus détaillée et références dans les notices des feuilles Argelès-sur-Mer–Cerbère et Céret). Les grabens sont initiés à l'Oligocène dans les Corbières (fossés de Sigean-Narbonne, de Tuchan), à l'Aquitainien-Burdigalien en Roussillon et Conflent, au Tortonien en Cerdagne et son prolongement de la Seu d'Urgell. Cette phase d'extension morcelle la chaîne pyrénéenne édifiée au Paléogène et facilite son arasement par deux générations d'aplanissements. Le plus ancien, en position culminante, est généralisé, dans l'Est des Pyrénées au moins, et pourrait se placer de la fin de l'Oligocène à l'Aquitainien. Le second, qui admet d'importants reliefs résiduels, est daté du Miocène moyen dans les Corbières. À partir du Tortonien, jeux de faille normale et *uplift* généralisé

édifient le volume montagneux actuel, en relation pour l'essentiel avec des phénomènes thermiques affectant la racine lithosphérique pyrénéenne (Gunnell *et al.*, 2008, 2009 ; Vanderhaeghe et Grabkowiak, 2014). Un jeu normal majeur de la faille de la Têt-Cerdagne se place au cours du Turolien (Messinien) et après, édifiant en plusieurs étapes le grand escarpement méridional qui borde la Cerdagne au Sud. Au cours du Pliocène, des aplanissements partiels mordent la périphérie du bassin de Cerdagne (surface de La Perche). Le fossé du Capcir et son grand escarpement de faille oriental se forment au moins *pro parte* après le Pliocène, provoquant une réorganisation des bassins hydrographiques au bénéfice de celui de l'Aude. L'*uplift* pyrénéen s'accélère au Plio-Quaternaire, les jeux de failles devenant subsidiaires. Cela provoque une intense incision des vallées et l'apparition de *knick points* majeurs aux marges des hauts pays de Cerdagne-Capcir, sur la Têt (Mont-Louis), sur l'Aude (Puyvalador) et sur le Sègre (Martinet). Soulèvement de la chaîne et refroidissement global quaternaire permettent un englacement, généralisé sur la face Nord des Pyrénées, mais de plus en plus restreint aux hauts massifs vers le Sud-Est. La feuille Mont-Louis, en position de charnière climatique entre les domaines océaniques et méditerranéens, enregistre parfaitement cette dissymétrie de l'englacement et donc cette permanence à l'échelle du Quaternaire des grands contrastes climatiques actuels. La limite d'équilibre glaciaire se place vers 2 200-2 100 m au Sud-Est et à 1 800-1 600 m au Nord-Ouest du Carlit. Les premiers glaciers sont attestés au Pléistocène moyen et trois grandes périodes froides sont préservées sous forme de complexes morainiques terminaux, témoignant d'englacements d'ampleur comparable.

RESSOURCES MINÉRALES

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Comme partout dans les Pyrénées, de nombreuses carrières, plus ou moins petites, le plus souvent abandonnées aujourd'hui, ont servi à l'extraction de matériaux, pour la construction traditionnelle (granite : Puyvalador, col de la Quillane ; schistes ; calcaires : Fontrabieuse) et, plus récemment, pour les grands travaux (granite : forteresse de Mont-Louis au XVII^e siècle., barrage des Bouillouses en 1910, par exemple), pour la fabrication du béton et pour l'empierrement (granulats : granite ; moraines au Sud-Ouest des Angles et dans la vallée du Carol ; calcaires à Fontrabieuse). En ce qui concerne le granite, il faut signaler la longue et remarquable tradition des *picapedrers* (tailleurs de pierre) de Cerdagne, une de leurs spécialités étant la taille de *portelleres* (piquets) de granite pour les clôtures (voir Martzluff *et al.*, 2009, et références).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Il n'y a aucun indice minéral ni *a fortiori* aucun gîte minéral sur la feuille Mont-Louis ; seul un petit indice filonien à zinc et pyrite encaissé dans des cornéennes du granite de Mont-Louis est décrit 800 m au Nord de Latour-de-Carol, en limite Nord de la feuille Saillagouse ; les skarns connus en bordure Sud du granite de Quérigut (Puyvalador-Rieutort) ne sont pas minéralisés en scheelite. La probabilité de trouver de nouveaux indices paraît faible, malgré notamment l'existence d'anomalies géochimiques marquées en Zn en relation avec les schistes noirs, dans la vallée du Segre, et en Au-As en relation avec la faille de Mérens et avec la série d'Évol grésopélique et microconglomératique de l'Est du massif de l'Hospitalet (Moyroud et Salpeteur, 1993 ; Vic et Tourlière, 2016).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

CLIMAT ET VÉGÉTATION

Climat

La feuille de Mont-Louis est intégralement située en zone de montagne, entre 1 000 et 3 000 m. Faute d'enregistrements continus, les paramètres climatiques ne sont pas connus dans la partie culminante, les stations étant localisées en Capcir et Cerdagne, comme dans la vallée de l'Ariège. Les précipitations sont estimées à 1 500 mm sur la face Sud-Est du massif, entre 2 000 et 2 400 m, probablement plus sur le versant ariégeois (Vigneau, 1986). Le zéro degré en moyenne annuelle semble se placer au niveau ou au-dessus des plus hauts sommets. Les chutes de neige sont régulières de novembre à mai et le coefficient de niviosité proche du maximum. Les plus abondantes sont souvent tardives et printanières sur la façade méridionale du massif. Le tapis neigeux, en général permanent de fin novembre à début mai, montre de fortes disparités régionales. Au Nord-Ouest d'une ligne Porté-Puyvalador, il est continu et épais dans les hautes vallées de l'Ariège, du Carol, de la Grave, du Galbe et d'Orlu. Sa limite habituelle descend bas sur le versant ariégeois (1 000-1 500 m). Par contre sur la façade Sud et Est du massif, il est souvent plus mince et discontinu, même au cœur de l'hiver, et se tient habituellement entre 1 500 et 2 000 m, à la merci des fréquents redoux.

Dans les bassins de Cerdagne et du Capcir, si l'apport pluviométrique par les systèmes océaniques d'Ouest, Sud-Ouest et Nord-Ouest devient majoritaire, cela ne suffit pas et de loin pour exclure une ambiance de montagne méditerranéenne. L'abri orographique explique des totaux pluviométriques modestes, avec un Capcir sensiblement plus arrosé que la Cerdagne : 839 mm à Matemale et 624 mm à Saillagouse, sur la période 1959-1978 ; Mont-Louis, sur le plateau de la Perche, occupe une position intermédiaire avec 721 mm.

Les régimes montrent un minimum hivernal et un maximum printanier, qui tend à s'étaler vers l'été en raison de la fréquence des situations orageuses. Il n'y a pas de saison sèche estivale au sens de H. Gaussen – 2 mois où les précipitations (en mm) sont ≤ 2 fois la température (en °C) –, mais les mois secs estivaux apparaissent épisodiquement en Cerdagne comme en Capcir : à Matemale, 7 fois sur la décennie 1969-1978, mais seulement 5 fois pour des durées de 2 à 3 mois consécutifs (Vigneau, 1986). Le nombre de jours de pluie reste limité, mais passe de 90 en basse Cerdagne à 110 en Capcir. L'ensoleillement est considérable en Cerdagne, avec 2875 h à Mont-Louis, soit quasiment le record français, et explique les fortes chaleurs diurnes en été ; mais c'est déjà bien moins en Capcir, affecté fréquemment par le Carcanet, un flux de Nord saturé d'humidité et qui amène par la vallée de l'Aude une nappe dense de brouillard. L'isotherme annuel 10° se tient nettement en contrebas (800-1 000 m) du plancher des bassins. Ici encore la Cerdagne se démarque du Capcir car plus chaude (8,25° à Saillagouse ; 7,2° à Mont-Louis ; 4,7° au col de la Quillane ; 6,1° à Matemale). La couverture nivale continue est épisodique en basse Cerdagne, elle peut atteindre 2 mois sur le plateau de la Perche et en Capcir, mais pas tous les hivers. Sur le versant ariégeois, le contraste est marqué à tous points de vue : aussi bien à l'Hospitalet et Mérens qu'à Orlu, les précipitations se tiennent entre 110 et 140 mm dans les fonds de vallée ; les mois secs sont très exceptionnels ; le nombre de jours de pluie dépasse 150 ; le maximum tend à se décaler vers l'hiver. Les températures moyennes sont aussi sensiblement plus fraîches, avec 7° à l'Hospitalet (1430 m) et 7,9° à Orlu (908 m).

Végétation

Elle reflète fidèlement ces contrastes régionaux (Gaussen, 1926 ; Dupias, 1985 : voir en particulier les feuilles Perpignan et Foix de la carte de la végétation à 1/200 000). Mais ce couvert végétal naturel a été fortement transformé par la pression anthropique, pastorale en particulier, depuis le Néolithique, ainsi que par les défrichements liés aux forges, principalement sur le versant ariégeois (Jalut, 1977 ; Galop, 1998 ; Galop *et al.*, 2008 ; Rendu, 2003). Les forêts ont été très largement remplacées par des landes rases ou buissonnantes, cela à tous les étages, et la limite supérieure des forêts artificiellement descendue par l'extension des pâturages d'altitude. La déprise pastorale depuis 50 à 100 ans tend à générer une remontée de cette limite, difficile à distinguer des effets du réchauffement climatique. L'étage subméditerranéen du chêne pubescent n'occupe que les franges de la basse Cerdagne, mais il n'en reste que des landes ; on peut y associer l'isolat collinéen à chêne sessile, de tendance océanique, occupant l'ubac de la gorge de la Têt sous Mont-Louis ; ce même étage collinéen ne dépasse pas le bassin d'Ax en Ariège, avec encore quelques stations en fond de vallée autour de Mérens. Dans les bassins internes secs et lumineux, l'étage montagnard est quasi exclusivement représenté par la série du pin sylvestre (forêt de la Matte par exemple, en Capcir), recolonisée après les déboisements historiques, en sommet d'étage, par le pin à crochet subalpin. Quelques isolats de sapins existent en amont de Mont-Louis, à Balcère et au Sud de la Cerdagne (Cadi - Tossa d'Alp)

et le hêtre germe actuellement assez fréquemment en sous-bois autour de Mont-Louis. Mais hêtre et sapin en boisements continus ne s'infiltrent qu'en vallée de Galbe et au Nord de Puyvalador, en relation avec les entrées humides océaniques, comme en ubac du haut Conflent (feuille Prades), grâce aux entrées maritimes méditerranéennes. Ces deux séries du hêtre et du sapin, la seconde s'infiltrant au bas de l'étage subalpin, sont omniprésentes sur le versant ariégeois du Carlit. L'étage subalpin est, exclusivement ou presque, représenté par la série du pin à crochet, qui forme des boisements compacts de Mont-Louis aux deux marges du Capcir. L'arbre isolé monte jusqu'à plus de 2500 m par endroits, mais l'étage des pelouses alpines à fétuques, élyne, trèfle alpin, se généralise au-dessus de 2 400 m. Sur le versant méditerranéen, elles sont souvent pierreuses et en voie de dégradation par les mécanismes périglaciaires actifs (Soutadé, 1980).

RISQUES NATURELS

Sismicité historique et risque sismique

L'**aléa sismique** concerne l'ensemble des Pyrénées orientales. Le relevé historique des tremblements de terre du département des Pyrénées-Orientales révèle une sismicité plutôt faible comparée à 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 ; Rigo *et al.*, 2015). 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 est-pyrénéens (sismicité instrumentale, 1989-2011) sont assez dispersés, mais semblent se répartir en plusieurs zones : la zone nord-pyrénéenne, du plateau de Sault au Fenouillèdes et le centre-Nord de la Plaine du Roussillon ; le sud de la Zone axiale et sa bordure sédimentaire, de la Serra de Cadi à l'Empordà ; le contact entre Aspres et plaine du Roussillon ; plus discrètement la faille de la Têt-Cerdagne, mais en réalité tous les massifs de part et d'autre du Conflent et de la Cerdagne, jusqu'en Andorre, montrent une sismicité diffuse ; quelques noyaux dispersés ponctuent les Albères ; rien de précis ne semble souligner la faille du Capcir, mais un alignement suit la faille de Mérens. Le seul séisme destructeur bien documenté est celui dit d'Olot en 1428, point d'orgue d'une série de grosses secousses ; son épicentre est discuté, probablement sur le versant sud du massif du Puigmal, mais placé pour certains (Briais *et al.*, 1990) sur la faille de Cerdagne. Aucun événement historique \geq VI n'est enregistré sur le territoire de la feuille Mont-Louis : les plus proches sont en Andorre (1970), vers Ax (faille nord-pyrénéenne) et vers Alp (1876) et le Conflent (faille de la Têt-Cerdagne, faille de Py-Mantet). Le nouveau zonage sismique de la France, entré en vigueur le 1er mai 2011, range le territoire de la feuille Mont-Louis dans la catégorie 4 (sismicité moyenne), sur une échelle allant de 1 (très faible) à 4 (moyenne) pour la France métropolitaine (www.planseisme.fr). Le descriptif de ces séismes est consultable sur le site B.R.G.M. www.sisfrance.net.

Autres aléas

L'**aléa mouvements de terrain** est peu marqué sur cette feuille. Il a été déjà présenté dans la partie description des terrains. Les grands glissements actifs historiques sont peu nombreux et semblent jaloner les bandes broyées de la faille de Mérens, aux flancs raides des auges glaciaires. La détente consécutive à la déglaciation joue certainement un rôle important, comme le montre le gros glissement maintenant stabilisé qui domine Latour-de-Carol, juste au Sud de la limite de la feuille. Les versants schisteux offrent de nombreuses marques d'instabilité gravitaire (*sackung*), susceptibles de dégénérer à terme en événements catastrophiques.

L'**aléa avalanches** est beaucoup plus fréquent en raison de l'altitude et du fort enneigement du massif, surtout dans sa moitié Nord-Ouest, où de plus les pentes sont très fortes, ainsi qu'en raison des effets de suralimentation neigeuse liés aux vents dominants, sur certains versants (formation de corniches et de nombreuses plaques à vent). Mais pour l'essentiel le risque concerne randonneurs et skieurs hors piste. Pour les détails se reporter à l'ouvrage de H. Péjouan (1983). En domaine anthropisé et urbanisé, sur le territoire de la feuille Mont-Louis, les principaux sites avalancheux concernent quatre villages, avec accidents mortels historiques ou récents : l'Hospitalet, couloirs des deux côtés de la vallée, 1 mort en 1906 ; Porté, couloir de Cortal Roussou, 2 morts en 1986 ; Porta, couloir de Coma Cervera, victimes en 1826 ; Targassonne, 7 morts en 1863. Le risque est présent sur les stations de ski des Angles, Puyvalador, Cambre d'Aze, Porté. Les couloirs menaçant les voies de communication sont très actifs et très nombreux en haute Ariège, de l'Hospitalet à Mérens (une trentaine de couloirs, de part et d'autre) et les coulées catastrophiques de 1895 ont amoncelé 20 à 30 m de neige en travers du cours de l'Ariège. Les couloirs sont aussi fréquents dans la vallée du Carol, mais un peu moins actifs. Outre ceux signalés plus haut et menaçant Porté et Porta, la coulée de Serra Dal et celle de Montfilla sont les plus dangereuses : en 1925 elles obstruent le Carol et en 1935 les vitres de la gare sont soufflées et 2 wagons renversés. Le couloir du Llavinet se réveille en février 1996, cisaille plusieurs pylones et coupe la route.

Les **crues torrentielles** constituent l'aléa majeur dans les Pyrénées orientales, en raison des énormes abats d'eau provoqués par les perturbations méditerranéennes d'automne. Néanmoins ces phénomènes s'atténuent quelque peu dans les bassins internes et, par exemple, l'événement cataclysmique d'octobre 1940 a peu concerné la Cerdagne et le Carlit (moins de 300 mm en 4 jours contre près de 1700 sur le Canigou). Ces événements peuvent délivrer en moins de 24 h plusieurs centaines de mm de pluie, ce qui provoque de nombreuses laves torrentielles et glissements de terrain sur les versants raides, ainsi que des crues torrentielles sur les principaux cours d'eau. Sur le territoire de la feuille Mont-Louis, l'événement de référence le mieux connu est celui des 6-8 novembre 1982, qui a fourni 348 mm à l'Hospitalet, 287 à Porté et a été plus actif encore au sud de la Cerdagne, avec 574 mm à Vallcebollère et 610 mm à

Py. Les dégâts ont été considérable dans toutes les agglomérations andorranes, mais aussi à Porté.

HYDROGÉOLOGIE

Le territoire couvert par la feuille Mont-Louis correspond à la partie amont des bassins versants de l'Ariège, de l'Aude, du Sègre et de la Têt. Il est affecté par des précipitations atmosphériques importantes, avec des hauteurs d'eau annuelles cumulées pouvant atteindre, voire dépasser, 1500 mm dès 1 600-2 200 m d'altitude. Le secteur est marqué depuis des décennies par une diminution de la couverture nivale, que les stations de sports d'hiver essayent de compenser par enneigement artificiel avec augmentation des prélèvements d'eaux superficielles. La diminution de la couverture nivale a entraîné une modification de la couverture végétale et des sols. Situé à l'écart des principaux axes de circulation et des stations de sports d'hiver, il s'agit d'un secteur peu peuplé, voire désert. La zone la plus densément peuplée est celle de Bolquère-Font-Romeu-Odeillo-Via. Une part importante des populations est alimentée en eau par des prises d'eaux superficielles, par exemple, celles de Font-Romeu-Odeillo-Via par une prise d'eau sur la Têt (Bouillouses), celles de Porta par une prise d'eau sur la rivière du Campcardos, etc. À la connaissance de l'auteur, il n'a pas été réalisé d'inventaire détaillé des ressources en eaux souterraines sur l'emprise de la feuille Mont-Louis. La présente contribution a été rédigée à partir des archives personnelles de l'auteur, des rapports (inédit) des hydrogéologues agréés en matière d'hygiène publique figurant dans la base de données de la Délégation Départementale des Pyrénées-Orientales de l'Agence Régionale de Santé, des données mises à disposition par le BRGM (InfoTerre), et de l'ouvrage de H. Salvayre consacré aux eaux souterraines des Pyrénées catalanes (Salvayre, 2010) ; seules quelques références sont données ici.

Les ressources en eaux souterraines du secteur présentent les caractéristiques qualitatives générales suivantes :

- il s'agit d'eaux à faciès bicarbonaté calcique, très souvent agressives, avec une minéralisation très faible à moyenne, en raison d'une « alimentation directe » par les précipitations et les eaux de fonte des neiges ;
- elles sont localisées dans des dépôts superficiels glaciaires, alluviaux, colluviaux, et dans des terrains « de socle » fissurés et hétérogènes (schistes, micaschistes, gneiss, granites, etc.) ;
- il existe également des eaux thermales de type sulfuré bicarbonaté sodique, notamment sur la zone de faille néogène de la Têt.

Eaux souterraines

Terrains quaternaires, formations d'altérations antéglaciaires, alluvions résiduelles. Les terrains détritiques colluviaux, alluviaux et glaciaires *s.l.*

rapportés au Quaternaire, ou à des périodes antérieures, en raison de leur faible extension souvent limitée à des fonds de vallée ou à des versants, et de leur faible épaisseur, ne vont pas contenir des ressources présentant un grand intérêt hydrogéologique. Les terrains alluviaux de fonds de vallées, et les terrains colluviaux et glaciaires, auxquels ils peuvent être connectés, pourront être en relation hydraulique avec les cours d'eau. On citera par exemple, à Porté-Puymorens, sur la limite avec la feuille de Fontargente, la « Source de la Vignole » qui capte un sous-écoulement présentant de fortes variations de débit, car sous régime pluvionival, dans un amas de blocs interprété comme étant d'origine morainique. Les altérites néogènes et quaternaires, parfois difficiles à distinguer, notamment celles situées sur des replats d'altitude et les granitoïdes, peuvent contribuer à la formation de sources de versant et à la recharge des aquifères fissuraux sous-jacents. Par exemple les sources de La Clame, Font de la Rel, sur les replats situés au Nord de Targassonne et d'Égat, sur les granitoïdes du massif de Mont-Louis.

Mio-Pliocène (?) du fossé du Capcir. À notre connaissance, la présence d'eaux souterraines dans ces terrains n'est pas documentée.

Miocène du fossé de Cerdagne. Seule une partie du secteur du fossé de Cerdagne, comprise entre Saillagouse et Villeneuve-des-Escalades, est située sur l'emprise de la carte de Mont-Louis. L'hydrogéologie des terrains tertiaires du fossé de Cerdagne est mal connue ; le forage de Conceillabre à Sainte-Léocadie (feuille Saillagouse), profond de 301 m, s'est avéré improductif.

Formations carbonatées édiacariennes et paléozoïques. D'une manière générale, les intercalations carbonatées des terrains édiacariens, fissurées et karstifiées, peuvent localement favoriser le stockage et le drainage des eaux souterraines. Sur l'emprise de la feuille Mont-Louis, la présence de ressources en eaux souterraines dans ces intercalations est peu documentée ; voir par exemple, les sources du Prat del Bosc, à Rieurtort, sur la commune de Puyvalador, et les sources des Fountanals, à Eyne (cf. *infra*). Nous avons donné une description détaillée des ressources liées à ces carbonates, et sous régime pluvionival, sur la feuille voisine de Prats-De-Mollo-La-Preste, où elles sont bien identifiées, notamment sur le secteur espagnol. On peut envisager que certaines de ces intercalations puissent participer à l'alimentation des sources du versant nord du Cambre d'Aze, cf. *infra*.

Dans l'ensemble calcaro-dolomitique rapporté au Dévonien de la bande de Mérens, prolongement occidental du synclinal de Villefranche-de-Conflent où se sont développés de grands réseaux karstiques, plusieurs émergences karstiques sont connues (les terrains karstifiés de ce secteur peuvent être observés dans la grotte aménagée de Fontrabiouse, donnant accès à un écoulement souterrain), en particulier :

– à Fontrabiouse, la résurgence de Fontrabiouse, ancien captage communal, avec un écoulement permanent (débit documenté de 100 à 200 l/s,

INFOTERRE), en relation avec une perte sur un affluent du Galbe (traçages USP, 1959 ; Gers, 1962a) ;

– à Réal, la résurgence de Réal, captage communal, avec un écoulement permanent (« débit d'étiage » estimé à 280 m³/j, en janvier 2005), en relation avec une perte sur le Ruisseau de Sansa (traçage Gers, 1962b).

Domaine schisteux édiacarien et paléozoïque. D'une façon générale, les terrains du domaine schisteux de la zone axiale des Pyrénées donnent naissance à des sources dont les débits d'étiage sont faibles et sensibles aux épisodes de sécheresse. Les débits obtenus dans ces terrains peuvent être suffisants pour des besoins limités d'habitations isolées ou de villages. Nous citerons, par exemple, les Sources de Roc Groc et du Galbe à Formiguères. Dans ces terrains des ressources plus importantes peuvent être mises en évidence, par forage, dans des secteurs où la géologie favorise les écoulements souterrains et dans des secteurs d'altitude bénéficiant d'une alimentation sous régime pluvionival. On citera par exemple, sur le versant Nord du massif du Puigmal, les sources et forages (débits d'exploitation de l'ordre de 15 m³/h) de Sainte-Léocadie (feuille Saillagouse). Ces terrains, car peu perméables, présentent un intérêt hydrogéologique limité ; cependant leur partie superficielle fissurée et altérée peut contenir une ressource en eau en relation avec les eaux superficielles. La présence d'intercalations variées (marbres, gneiss granulés) ou de filons (quartz) peut améliorer leur perméabilité. Les forages de particuliers, implantés dans ces terrains la plupart du temps sans études, et réalisés sans supervision géologique, sont souvent décevants. Les eaux issues des terrains schisteux peuvent présenter des teneurs élevées en métaux (fer, arsenic, antimoine), liées à la présence de sulfures, parfois supérieures aux exigences de qualité des eaux destinées à la consommation humaine.

Formations gneissiques et granitiques. D'une façon générale, dans les massifs gneissiques et granitiques, formés de roches dures facturées et altérées superficiellement, des ressources en eaux existent au niveau des altérites superficielles (arènes *s.l.*) et de la zone superficielle fracturée et altérée. Ces terrains ne contiennent donc généralement que des ressources en eau limitées. Les débits obtenus dans ces terrains peuvent être suffisants pour des besoins limités d'habitations isolées ou de villages. Par exemple, les sources desservant le village de Matemale en sont une bonne illustration, les débits d'étiages connus étant :

– Campells, débit d'étiage de l'ordre de 160 m³/j, entre août 2004 et février 2005 ;

– Coll del Torn, débits documentés environ 345 m³/j (Denizot, 1961 ; Viala, 1976) ;

– Rec Fred, débit d'étiage de 382 m³/j, en mai 2000 (SATEP CD66).

Toujours à Matemale, un forage dit « Fonts dels Animals » avait été réalisé dans la perspective de création d'une unité d'embouteillage.

Cependant, dans ces terrains, des ressources plus importantes peuvent exister, ou être mises en évidence par forage, dans des secteurs où le contexte géologique favorise les écoulements souterrains et dans des secteurs d'altitude bénéficiant d'une alimentation sous régime pluvionival. Pour exemples :

- les sources des Canons et du Clot de Rhodes ou « Ayguaneix » (débit d'étiage hivernal évalué à 20 l/s), à Saint-Pierre-dels-Forcats, alimentant ce village, la Cabanasse et Mont-Louis ;
- celles des Foutanals (débit d'étiage de l'ordre de 11 l/s) contribuant à l'alimentation d'Err, Estavar, Eyne, Llo et Saillagouse ; elles sont situées dans un contexte géologique complexe, les émergences pouvant résulter de la fracturation des micaschistes (et des gneiss), de la présence de niveaux de marbres (protérozoïques) fracturés et karstifiés et de la zone broyée (gouges) de la faille de Cerdagne (Joseph, 2010).

Pour ce qui concerne les forages productifs, on citera, par exemple :

- les recherches d'eaux thermales d'Odeillo (cf. *infra*), de Bolquère (profondeur 180 m, débit estimé comme étant supérieur à 50 m³/h, température de l'eau entre 7 et 9,1 °C) et des Angles (forage F1 ANGLEA, profondeur 150 m, débit artésien 10 l/s, débit à l'air-lift 300 m³/h, température de l'eau 16,5 °C, et FORAGE F2 ANGLEA, profondeur 180 m, température de l'eau de 20 à 21 °C) (Salvayre, 2010) ;
- les forages de recherche d'eau destinée à la consommation humaine de Targassonne (Forage du Rec de Ribals, profondeur 134 m, débit d'exploitation fixé à 10 m³/h) et des Angles (Forage F1 du Camp del Micalet, implanté à une quinzaine de mètres du forage ANGLEA, profondeur 120 m, débit d'exploitation 80 m³/h).

Dans ces terrains, comme dans les terrains schisteux, les forages de particuliers, la plupart du temps implantés sans études, et réalisés sans supervision géologique, sont souvent décevants. Les eaux issues des terrains granito-gneissiques peuvent présenter des teneurs élevées en arsenic parfois supérieures aux exigences de qualité des eaux destinées à la consommation humaine. Les eaux thermales émergeant de ces terrains sont décrites ci-dessous.

Eaux thermominérales

Sur la feuille Mont-Louis sont connues des eaux thermales, de type sulfuré sodique, que l'on associe à la fracturation néogène *s.l.*.

Eaux thermales de Llo. Sur le tracé principal de la faille de Cerdagne, à l'intersection de cette faille et des failles obliques des gorges du Sègre, plusieurs sources et un forage (Forage des Bains de Llo, profondeur connue 77 m, débit d'exploitation artésien de l'ordre de 30 m³/h, température d'environ 34 °C, dans les gneiss fracturés) alimentent une activité de thermoludisme ; les eaux

thermales émergent dans les gneiss fracturés de la partie inférieure de la zone de la faille (Taillefer, 2017). Les analyses isotopiques réalisées sur les échantillons prélevés le 21 novembre 1997 (Lenoble, 1998) ont montré que, eu égard à la faible teneur en tritium, l'eau exploitée est ancienne (son âge est supérieur à 50 ans) et n'est pas en contact avec les eaux récentes de surface, et que, d'après la teneur relative en ^{18}O , l'aquifère est alimenté à une altitude moyenne supérieure à 2 000 m.

Eaux thermales de Dorres et des Escaldes. À l'écart du tracé principal de la faille de Cerdagne, à Angoustrine-Villeneuve-des-Escaldes et Dorres (feuille Saillagouse), dans le massif granitique de Mont-Louis (et à son contact avec son encaissant schisteux), plusieurs sources sont exploitées pour une activité de thermoludisme (Dorres) et anciennement de rééducation et réadaptation fonctionnelle (les Escaldes).

À Dorres existent six sources, dont la Source des Bains de Dorres (ou Els Banys ou des Bains romains) ; leur débit cumulé est de l'ordre de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, dont plus de 20 proviennent de la seule Source des Bains ($21,6 \text{ m}^3/\text{h}$), les autres sources ayant des débits inférieurs ou égaux à $0,3 \text{ m}^3/\text{h}$ (Salvayre, 1975). La température de la Source des Bains de Dorres est de l'ordre de $40 \text{ }^\circ\text{C}$. Le captage de la Source des Bains de Dorres permet d'observer directement l'émergence des eaux chaudes : l'eau remonte sur la fracturation ouverte d'orientation générale Nord-Est / Sud-Ouest dans les granitoïdes (dans lesquels a été creusé un puits, en partie obstrué par un meule brisée), remplissage d'arènes, avec émission de bulles de gaz ; le « champ thermal » de Dorres a fait l'objet d'investigations dans la perspective de son développement (pompages d'essai, géochimie, forages ...) qui, à notre connaissance, se sont avérées peu concluantes.

Aux Escaldes, il existerait dix sources, dont la Source Colomer, ou « Grande source », avec un débit de $31,8 \text{ m}^3/\text{h}$ et une température de $41,1 \text{ }^\circ\text{C}$ (Marchal, 2004).

Par ailleurs, plusieurs sources d'eaux présentant une anomalie thermique (températures de l'ordre de $18 \text{ }^\circ\text{C}$) sont connues à Odeillo, au lieu-dit « Les Devèses », sur la rive droite du ravin de l'Angust, sur le contact des granitoïdes du massif de Mont-Louis et les micaschistes encaissants, à proximité du tracé d'une faille orientées Nord-Ouest / Sud-Est ; un forage réalisé à Odeillo, profond de 170 m, aurait permis d'obtenir un débit de $20 \text{ m}^3/\text{h}$ à une température de $23 \text{ }^\circ\text{C}$.

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 Mont-Louis, 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/la-banque-du-sous-sol-bss>). Aucun gîte ou indice minéral n'est répertorié dans la BSS en ce qui concerne la feuille Mont-Louis.

BIBLIOGRAPHIE

- AGUSTI J., ROCA E. (1987) - Sintesis bioestratigrafica de la Cerdanya (Pirineos orientales). *Estud. Geol.*, 43, p. 521-529.
- AGUSTI J., OMS O., FURIO M., PEREZ-VILA M.J., ROCA E. (2006) - The Messinian terrestrial record in the Pyrenees: The case of Can Vilella (Cerdanya Basin). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, p. 179-189.
- ALEXANDROV P. (2000) - Géochronologie U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de deux segments de la chaîne varisque : le Haut Limousin et les Pyrénées orientales. *Thèse Doct.*, INPL., 177 p.
- ALÍAS G. (1995) - El metamorfisme regional hercinia de les metapelites del sector occidental dels massissos de l'Aston i de l'Hospitalet (Pirineu central). *Tesis*, Univ. Barcelona, 214 p.
- ÁLVARO J.J., BAULUZ B., CLAUSEN S., DEVAERE L., GIL IMAZ A., MONCERET É., VIZCAÍNO D. (2014) - Stratigraphic review of the Cambrian - Lower Ordovician volcanosedimentary complexes from the northern Montagne Noire, France. *Stratigraphy*, 11, p. 83-96.
- APARICIO M. (1975) - Métamorphisme et déformation au contact d'un massif plutonique : l'encaissant du complexe de Quérigut. *Thèse Spéc.*, Univ. Toulouse, 175 p.
- APARICIO M., LELUBRE M. (1976) - Les kink-bands de l'encaissant du Quérigut : exemple de détermination géométrique de l'orientation du tenseur des contraintes. *Bull. Soc. géol. France*, (6), XII, p. 1511-1514.
- ARS - *Rapports des Hydrogéologues agréés en matière d'hygiène publique figurant dans la base de données de la Délégation Départementale des Pyrénées-Orientales de l'Agence Régionale de Santé.*

- AURÉJAC J.-B., GLEIZES G., DIOT H., BOUCHEZ J.-L. (2004a) - Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne. *Bull. Soc. géol. France*, 175, p. 157-174.
- AURÉJAC J.-B., GLEIZES G., DIOT H., BOUCHEZ J.-L. (2004b) - Réponse à l'observation de B. Laumonier. *Bull. Soc. géol. France*, 175, 660-661.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1957) - Sur le granite de Mont-Louis (Pyrénées orientales). *Bull. Soc. géol. France*, (6), VII, p. 245-270.
- AUTRAN A. (1964) - Sur la signification de la structure planaire dans le massif granitique de Mont-Louis (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258, (D), p. 6191-6194.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1968) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000)*, feuille Prades (257). Orléans : BRGM. 41 p.
- 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. (1996) - Plutonisme des Pyrénées orientales. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, pl. ht. Mag H5.
- AZAMBRE B., GUITARD G. (2001) - Disthène et staurotide reliques dans les métapélites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, p. 601-609.
- BABAULT J., VAN DEN DRIESSCHE J., BONNET S. (2005) - Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.
- BAETENS E. (1989) - L'environnement géologique du gisement de tungstène de Costabonne. ENSM Paris, *Mém. Sci. Terre*, 8, 238 p.
- BARBEY P., CHEILLETZ A. LAUMONIER B. (2001) - The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, II, p. 129-136.
- BARNOLAS A., CHIRON J.C. (1996) - *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien*. Édition BRGM-ITGE, 729 p., 25 pl. ht.
- BEN OTHMAN D., POLVÉ M., ALLÈGRE C.J. (1984) - Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307, p. 510-515.
- BERTRAND L., MENGEL O., LONGCHAMBON M. (1912) - *Carte géol. France (1/80 000)*, feuille L'Hospitalet (256).

- BERTRAND L., MENGEL O. (1925) - *Carte géol. France (1/80 000)*, feuille Prades (257).
- BESSON M. (1991) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Fontargente (1093). Orléans : BRGM, 35 p. Carte géologique par M. Besson (1990).
- BIROT P. (1937) - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Baillière édit., Paris, 318 p.
- BOISSEVAIN H. (1934) - Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Sègre (Pyrénées Catalanes). *Bull. Soc. Histoire nat. Toulouse*, 66, p. 33-170.
- BON A., VAN DEN EECKHOUT B., JANZEN E., KLEPPER C., VAN MOERKERKEN B., VAN WEES J.D. (1994) - Timing of Variscan mid-crustal shearing and batholith intrusion in the Central Pyrenees (Ariège, France). *Geol. Mijnbouw*, 73, p. 53-61.
- BOUCHEZ J.-L., DELAS C., GLEIZES G., NÉDÉLEC A., CUNNEY M. (1992) - Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, p. 35-38.
- BOUCHEZ J.-L., GLEIZES G. (1995) - Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *J. Geol. Soc., London*, 152, p. 669-679.
- BRAIS 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.
- CABRERA L., ROCA E., SANTANACH P. (1988) - Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya basin (eastern Pyrenees). *J. Geol. Soc., London*, 145, p. 261-268.
- CALVET M. (1996[1994]) - *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*. Thèse Doct. État., *Doc. B. R. G. M.*, 255, 3 t, 1177 p., 293 ph. h.t., cartes h.t.
- CALVET, M. (1998) - Los complejos fluvioglaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos orientales) y sus enseñanzas, In: GÓMEZ ORTIZ, A., PÉREZ ALBERI, A. (eds), *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, Univ. Santiago de Compostela, p. 263-290.
- CALVET M. (1999a) - Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des Pyrénées. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, p. 253-278.
- CALVET M. (1999b) - Rythmes et vitesses d'évolution morphogénétique dans un orogène alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 118, p. 91-105.
- CALVET M. (2001) - *Le Quaternaire des Pyrénées orientales dans son cadre géomorphologique*. *Livret-guide*, Excus., Association française pour l'étude du Quaternaire, 239 p.

- CALVET M. (2004) - The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *In*: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, part I: Europe*, Elsevier, p. 119–128.
- CALVET M., GUNNELL Y. (2008) - Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *In* : GALLAGHER, K., JONES, S.J., WAINWRIGHT J. (eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales*, *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 296, p. 147-166.
- CALVET M., DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D. (2011) - Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. *In*: J. Ehlers P.L., Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, a closer look, Part IV*, Elsevier, *Developments in Quaternary Science*, 15, p. 127-139.
- CALVET M., LAUMONIER B. (2013) - Le bassin du Roussillon et son substratum hercynien. *Livret-guide*, Exc. AGSO, 18-19 mai 2013, 94 p.
- CALVET M., GUNNELL Y., DELMAS M. (2013) - Geomorphology of the Pyrenean Orogen. *8th IAG - Paris 2013*, Field excursion P10, 194 p.
- CARRERAS J., JULIVERT M., SANTANACH P. (1980) - Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees : an example of shear zone associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 5-9.
- CARRERAS J., CIRÈS J. (1986) - The geological significance of the western termination of the Mérens Fault at Port Vell (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129, p. 99-114.
- CARRERAS J., DEBAT P. (1996) - Tectonique hercynienne. *In* : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 585-677.
- 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.
- CASAS J.M., NAVIDAD M., CASTIÑEIRAS P., LIESA M., AGUILAR C., CARRERAS J., HOFMANN M., GÄRTNER A., LINNEMANN U. (2015) - The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 104, p. 909-925.
- 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. Fr.*, LV, 254, p. 305-518.
- CAVET P. (1958) - Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'E de l'Ariège. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 853-867.
- CIRÉS J., DOMINGO F., ROCA E., ESCUER J., SANZ J. (1994) - *Memoria explicativa, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Puigcerdà (217), ITGE, Madrid, 66 p.
- CLARIANA P., GARCÍA-SANSEGUNDO J., GAVALDÀ J. (2009) - The structure in the Bagnères de Luchon and Andorra cross sections (Axial Zone of the central Pyrenees). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 29, p. 175-181.
- CLARIANA P. (2015) - Estratigrafia, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirà y el Alt Rurgell (Lleida). *Tesis Doct.*, Univ. Oviedo, 190 p.
- COCHELIN B. (2016) - Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse 3 Paul Sabatier, 240 p.
- COCHELIN B., LEMIRRE B., DENÈLE Y., DE SAINT BLANQUAT M., LAHFID A., DUCHÈNE S. (2017) - Structural inheritance in the Central Pyrenees: The Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone. *J. Geol. Soc. London.*, sous presse.
- 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.
- DEBON F., ENRIQUE P., AUTRAN A. (1996) - Le plutonisme hercynien des Pyrénées. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 361-499.
- DELMAS M. (1998) - Le massif du Carlit, étapes de la déglaciation et dynamiques holocènes. *Mém. DEA "Milieux physiques méditerranéens"*, Univ. Provence, 144 p.
- DELMAS M. (2005) - La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. *Quaternaire*, 16, p. 45-55.
- DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., CALVET M., BOURLÈS D. (2008) - Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees, *Quaternary Res.*, 69, p. 231-241.

- DELMAS M. (2009) - Chronologie et impact chronologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. *Thèse Doct.*, Univ. Paris 1, 529 p.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y. (2009) - Variability of Quaternary glacial erosion rates - A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Sci. Rev.*, 28, p. 484-498.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D. (2011) - Palaeogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, p. 109-122.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D. (2012) - Les glaciations quaternaires des Pyrénées ariégeoises. Approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quaternaire*, 23, p. 61-85.
- DELMAS M. (2015) - The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuad. Investigación Geográfica*, 41, p. 109-137.
- DELOULE É., 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. Rundsch.)*, 91, p. 398-405.
- DENÈLE Y. (2007) - Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse III, 284 p.
- DENÈLE Y., OLIVIER P., GLEIZES G., BARBEY P. (2007) - The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, 19, p. 445-453.
- DENÈLE Y., OLIVIER P., GLEIZES G. (2008) - Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: the Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.*, 30, p. 1138-1149.
- DENÈLE Y., BARBEY P., DELOULE É., PELLETIER E., OLIVIER P., GLEIZES G. (2009a) - Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccolits: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, 180, p. 209-216.
- DENÈLE Y., OLIVIER P., GLEIZES G., BARBEY P. (2009b) - Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, p. 244-261.
- 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. Publ.*, 405, p. 265-287.
- DENIZOT (1961) - *Mesure de débit citée par la fiche de visite 1094-4X-0013 archivée par la Banque des données du sous-sol.* BRGM. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=10944X0013/TOURN>.
- DUPIAS G. (1985) - *Végétation des Pyrénées, Notice détaillée de la partie pyrénéenne des feuilles 69 Bayonne - 70 Tarbes - 71 Toulouse - 72 Carcassonne - 76 Luz - 77 Foix - 78 Perpignan, carte de la végétation de la France au 1 : 200 000*, éditions du CNRS, Paris, 209 p.
- DURAND C. (2006) - Circulations fluides, transferts de matière et évolution minéralogique entre deux réservoirs à géochimie contrastée. *Thèse Doct.*, Univ. Franche-Comté, 303 p. + 2 cartes.
- DURAND C., BOULVAIS P., MARQUER D., ROSSY M. (2006) - Stable isotope transfer in open and closed system across chemically contrasted boundaries: metacarbonate-granitoid contacts in the Quérigut magmatic complex (Eastern Pyrenees, France). *J. Geol. Soc., London*, 163, p. 827-836.
- FAUQUETTE S., SUC J.P., BERTINI A., POPESCU S.M., WARNY S., TAOUFIQ N.B., PEREZ VILA M.J., CHIKRI H., FEDDI N., SUBALLY D., CLAUZON G., FERRIER J. (2006) - How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, p. 281-301.
- FITZGERALD P.G., MUÑOZ J.A., CONEY P.J., BALDWIN S.L. (1999) - Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, p. 157-170.
- 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.
- FOURCADE S., ALLÈGRE C. J. (1981) - Trace Elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study. The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Quérigut Complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 177-195.
- FOURCADE S., JAVOY M. (1991) - Sr-Nd-O isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pyrenees, France: Evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In: DIDIER J., BARBARIN B. (eds), *Enclaves and granite petrology*, *Dev. Petrol.*, 13, Elsevier, p. 345-364.
- FROST B.R., BARNES C.G., COLLINS W.J., ARCULUS R.J., ELLIS D.J., FROST C.D. (2001) - A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, p. 2033-2048.

- GALOP D. (1998) - *La forêt l'homme et le troupeau dans les Pyrénées. 6000 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée*. GEODE, Laboratoire d'Ecologie Terrestre et FRAMESPA, Toulouse, 303 p.
- GALOP D., CUGNY C., RIUS D. (2008) - Rythmes et ruptures dans l'histoire de l'anthropisation du massif pyrénéen à partir des données polliniques. *In*: CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P., BILOTTE M. *Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui*, TOTAL, BRGM, AGSO, AIPT. CNRS Éd. Atlantica, Biarritz, p. 181-190.
- GARCÍA-SANSEGUNDO J., POBLET J., ALONSO J.L., CLARIANA P. (2011) - Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *In*: POBLET J., LISLE R.J. (eds), Kinematics Evolution and Structural Style of Fold-and-Thrust Belts, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 349, p. 169-184.
- GAUSSEN H. (1926) - Végétation de la moitié orientale des Pyrénées. Sol, climat, végétation. *Doc. Carte Prod. Végét., série Pyrénées*, I, 564 p.
- GERS (1962a) - *Traçage des eaux de la perte d'un affluent du Galbe (Fontrabieuse)*, in Salvayre H. - *Spéléologie et Hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées-Orientales*. Revue Conflent, 1979.
- GERS (1962b) - *Traçage des eaux de la perte de la Rivière de Sansa*, in Salvayre H. - *Spéléologie et Hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées-Orientales*. Revue Conflent, 1979.
- GLEIZES G., BOUCHEZ J.L. (1989) - Le granite de Mont-Louis (Zone Axiale des Pyrénées) : anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 1075-1082.
- GLEIZES G. (1992) - Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse III, 259 p.
- GLEIZES G., NÉDÉLEC A., BOUCHEZ J.-L., AUTRAN A., ROCHETTE P. (1993) - Magnetic Susceptibility of the Mont-Louis Andorra Ilmenite-Type Granite (Pyrenees): A New Tool for the Petrographic Characterization and Regional Mapping of Zoned Granite Plutons. *J. Geophys. Res.*, 98, p. 4317-4331.
- GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.L. (1997) - Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9, p. 38-41.
- GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.L. (1998) - The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. *In*: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A., DEWEY J.F. (eds). 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 135, p. 267-273.
- GOLPE POSSE J.M. (1981) - Los mamíferos de las cuencas de Cerdanya y Seu de Urgell (depressiones pirenaicas) y sus yacimientos; Vallesienne medio-superior. *Bol. Geol. Min. España*, XCII-II, p. 91-100.

- 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.
- GOURINARD Y. (1971a) - Les moraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puicerta (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 272, p. 3112-3115.
- GOURINARD Y. (1971b) - Détermination cartographique et géophysique de la position des failles bordières du fossé néogène de Cerdagne (Pyrénées-Orientales franco-espagnoles). *96e Congrès national des sociétés savantes*, Toulouse, II, p. 245-263.
- GUITARD G. (1958a) - Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 825-852.
- GUITARD G. (1958b) - Le plancher du granite stratoïde de Mont-Louis dans les gorges de Nyers : rapports de ce granite avec les gneiss de la Carança. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 911-913.
- GUITARD G. (1960) - Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales ; leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. *Bull. Soc. géol. France*, 7, II, p. 862-887.
- GUITARD G. (1970[1965]) - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B. R. G. M.*, 63, 353 p.
- GUITARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1ère partie : analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional. *Géol. 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. Notice explicative par GUITARD G. et al. (1998).
- GUITARD G., AUTRAN A., FONTEILLES M. (1996a) - Le substratum précambrien du Paléozoïque. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 137-155.
- GUITARD G., VIELZEUF D., MARTÍNEZ F. (coords.) (1996b) - Métamorphisme hercynien. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 501-584.

- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y., BERGER G.M. (1998) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Prades (1095). BRGM, Orléans, 198 p. Carte géologique par G. GUITARD *et al.* (1992).
- GUITER F., ANDRIEU-PONEL V., DIGERFELDT G., REILLE M., DE BEAULIEU J.-L., PONEL P. (2005) - Vegetation history and lake-level changes from the Younger Dryas to the present in eastern Pyrenees (France): pollen, plant macrofossils and lithostratigraphy from Lake Racou (2000 m a.s.l.). *Vegetation History and Archeobotany*, 14, p. 99–118.
- GUNNELL Y., CALVET M. (2006) - Comment on “ *Origin of the highly elevated Pyrenean penneplain* ”, by J. Babault *et al.*, *Tectonics*, vol. 24, TC2010. *Tectonics*, vol. 25, TC 3003, 2 p.
- GUNNELL Y., ZEYEN H., CALVET M. (2008) - Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276, p. 302-313.
- GUNNELL Y., CALVET M., BRICHAU S., CARTER A., AGUILAR J.-P., ZEYEN H. (2009) - Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 278, p. 208-218.
- HARTEVELT J.J.A. (1970) - Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45, p. 167-236.
- HUC S. (2008) - Mobilité des éboulis supraforestiers des Pyrénées orientales (France) : marqueurs biologiques et géodynamique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, p. 99-112.
- HUC S. (2010) - Éboulis mobiles et marqueurs biogéographiques : le cas de la haute montagne des Pyrénées orientales, *Thèse Doct.*, Univ. Perpignan, 2 t., 481 et 155 p.
- JALUT G. (1977) - Végétation et climat des Pyrénées méditerranéennes depuis quinze mille ans. *Archives d'Écologie Préhistorique*, 2 t., 141 p. et 32 pl.
- JARMAN D., CALVET M., COROMINAS J., DELMAS M., GUNNELL Y. (2014) - Large-scale rock slope failures in the eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. *Geografiska Annaler Series A, Physical Geography*, 96, p. 357–391.
- JOSEPH Ch (2010) – *Avis de l'Hydrogéologue agréé en matière d'hygiène publique pour la Source des Fountanals.*
- 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., GEYSSANT J., GUITARD G. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2ème

partie : essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastructures. *Géol. France*, p. 127-147.

LAUMONIER B., GUITARD G. (1986) - Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 473-478.

LAUMONIER B. (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. (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. (1997) - Variscan granites of the Pyrenees: they are syntectonic markers, but of what? Comment on: GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.L. 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9, 38-41. *Terra Nova*, 9, p. 144.

LAUMONIER B. (1998) - Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien s.l.) : évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodinamica Acta*, 11, p. 1-11.

LAUMONIER B., AUTRAN A. (2001) - Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales : le chevauchement du Puigmal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, II, p. 585-594.

LAUMONIER B. (2004) - Observation sur la note Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne (Bull. Soc. géol. France, 2004, 175, 157-174) de J.-B. AURÉJAC, G. GLEIZES, H. DIOT, J.-L. BOUCHEZ. *Bull. Soc. géol. France*, 175, p. 657-661.

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., MARIIGNAC C., KISTER P. (2010) - Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181, p. 411-428.

LAUMONIER B., BARBEY P., 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/>

LAUMONIER B. (2015) - Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse. *Rev. Géol. pyrén.*, 2, 1, 44 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>

- LAUMONIER B., LE BAYON B., CALVET M. (2015a) - *Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Prats-de-Mollo-La-Preste (1099)*. Orléans : BRGM. Notice par LAUMONIER B. *et al.* (2015b).
- LAUMONIER B., LE BAYON B., CALVET M. (2015b) - *Notice explicative Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Prats-de-Mollo-La-Preste (1099)*. Orléans : BRGM, 189 p., 1 pl. h.t.. Carte géologique par LAUMONIER B. *et al.* (2015).
- LAUMONIER B., CALVET M., BARBEY P., GUENNOG P., LAMBERT J., LENOBLE J.-L., WIAZEMSKY M. (2015c) - *Notice explicative Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Argelès-sur-Mer-Cerbère (1097)*. Orléans : BRGM., 149 p. Carte géologique par CALVET M. *et al.* (2015).
- LAUMONIER B., CALVET M., WIAZEMSKY M., BARBEY P., MARIGNAC C., LAMBERT J., LENOBLE J.-L. (2015d) - *Notice explicative Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Céret (1096)*. Orléans : BRGM., 160 p., 2 pl. h.t. Carte géologique par WIAZEMSKY M. *et al.* (2010).
- LAUMONIER B. (2016) - Notice explicative de la carte géologique à 1/25 000 du Synclinal de Villefranche-de-Conflent entre Jujols et Nohèdes (massif du Coronat, Pyrénées-Orientales, France). *Rev. Géol. pyrén.*, 3, 1, 22 p. Carte géologique par LAUMONIER B. (2016). <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LE GUYADER R. (1982) - Éléments-traces dans les skarns à scheelite et les roches associées à Costabonne (Pyrénées-Orientales, France). *Thèse 3^o cycle*, Univ. P. M. Curie - Paris 6.
- LENOBLE J.-L (1998) – *Forage des Bains de Llo - Analyses isotopiques, localisation de zone d'alimentation par l'oxygène 18, datation des eaux récentes par le tritium*. inédit
- 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.
- LETERRIER J. (1972) - Étude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège). *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I, 292 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). *Geol. Acta*, 9, p. 93-101.
- LLAC F., AUTRAN A., GUITARD G., ROBERT J.-F., GOURINARD Y., SANTANACH P. (1988) - *Carte géol. France (1/50 000), feuille Saillagouse (1098)*. Orléans : BRGM. Notice explicative par LLAC F. (1989).
- LLAC F. (1989) - *Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Saillagouse (1098)*. BRGM : Orléans, 75 p. Carte géologique par LLAC F. *et al.* (1988).

- LLOPIS LLADÓ N. (1965) - Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. *Bull. Soc. géol. France*, 7, VII, p. 652-659.
- MAJOUR F.J.M. (1988a) - A geochronological study of the Axial Zone of the Central Pyrenees, with emphasis on Variscan events and Alpine resetting. *Thesis*, Univ. Amsterdam, 116 p.
- MAJOUR F.J.M. (1988b) - On the age and origin of the Aston gneiss massif, Central Pyrenees. *Hercynica*, IV, p. 57-61.
- MARCHAL J.-P. (2004) - *Actualisation de la synthèse hydrogéologique en région Languedoc-Roussillon*. Rapport BRGM/RP-53020-FR.
- MARGALEF A. (2015) - Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 172 p.
- MARGALEF A., CASTIÑEIRAS P., CASAS J.M., NAVIDAD M., LIESA M., LINNEMANN U., HOFMANN M., GÄRTNER A. (2016) - Detrital zircons from the Ordovician rocks of the Pyrenees: Geochronological constraints and provenance. *Tectonophysics*, 681, 124-134.
- MARRE J. (1973) - Le complexe éruptif de Quérigut. Pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse, 536 p.
- MARRE J. (1982) - *Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes*. Manuels & Méthodes, 3, B.R.G.M., 126 p.
- MARTIGNOLE J. (1964) - Recherches pétrographiques et structurales dans la région d'Ax-les-Thermes. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Toulouse, 180 p.
- MARTÍNEZ F.J., IRIONDO A., DIETSCH C, ALEINIKOFF J.N., PEUCAT J.-J., CIRÈS J., CAPDEVILA R. (2011) - U-Pb SHRIMP zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement Eastern Pyrenees. *Lithos.*, 127, p. 10-23.
- 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.
- MAUREL O., BRUNEL M., MONIÉ P. (2002) - Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *C.R. Geosciences*, 334, p. 941-948.
- 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., RESPAUT J.-P., MONIÉ P., ARNAUD N., BRUNEL M. (2004) - U-Pb emplacement and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *C. R. Geoscience*, 336, p. 1091-1098.
- 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. (Geol. Rundsch.)*, 97, p. 565-584.
- MCCAIG A.M. (1986) - Thick- and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 319-342.
- MCCAIG A.M., MILLER J.A (1986) - $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ age of mylonites along the Merens fault, Central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 149-172.
- MCCAIG A.M. (1987) - Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics*, 135, p. 121-132.
- MEZGER J.E. (2009) - Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, 180, p. 199-207.
- MEZGER J.E., SCHNAPERELLES, S. RÖLKE C. (2012) - Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. *Hallesches Jahr. Geowiss.*, 34, p. 11-29.
- MEZGER J.E., RÉGNIER J.-L. (2016) - Stable staurolite-cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra). *J. metamorphic Geol.*, 34, p. 167-190.
- MEZGER J.E., GERDES A. (2016) - Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: Implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Res.*, 29, p. 181-198.
- MOYROUD B., SALPETEUR I. (1993) - Synthèse régionale des Pyrénées orientales. *Rapport BRGM R 37780*, 94 p., 1 carte ht.
- NAVIDAD M., CASTIÑEIRAS P., CASAS J.M., LIESA M., FERNÁNDEZ SUÁREZ J., BARNOLAS A., CARRERAS J., GIL-PEÑA I. (2010) - Geochemical characterization and isotopic age of Caradocian magmatism in the northeastern Iberian Peninsula: Insights into the Late Ordovician evolution of the northern Gondwana margin. *Gondwana Res.*, 17, p. 325-337.
- 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.
- PADEL M. (2016) - Influence cadomienne dans les séries pré-sardes des Pyrénées Orientales : approche géochimique, stratigraphique et géochronologique. *Thèse Doct.*, Univ. Sci. Technol. Lille 1, 210 p.
- PADEL M., ÁLVARO J., CLAUSEN S., GUILLOT F., POUJOL M., CHICHORRO M., MONCERET É, PEREIRA M.F., VIZCAÍNO D. (2017, in press) - U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dates across the Ediacaran-Cambrian transition of the Montagne Noire, southern France. *C. R. Geosci.*
- PALLÀS R., RODÈS A., BRAUCHER R., BOURLÈS D., DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y. (2010) - Small, isolated glacial catchment as priority targets for

cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38, p. 891-894

- PÉJOUAN H. (1983) - *La neige et les avalanches, contribution à l'étude du climat montagnard, Pyrénées-Orientales, Andorre, Aude, limites de l'Ariège*, Imp. Sofreix, Perpignan, 3ème éd., 484 p.
- PEREIRA M.F., CASTRO A., CHICHORRO M., FERNÁNDEZ C., DÍAZ-ALVARADO J., MARTÍ J., RODRÍGUEZ C. (2014) - Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of the Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Res.*, 25, p. 290-308.
- POLIZZI S. (1990) - Les minéralisations sulfo-arséniées aurifères du massif des Aspres (Pyrénées orientales, France). Etude géologique et métallogénique. *Thèse Doct.*, Univ. Toulouse, 345 p.
- PONS J. (1970) - Relations entre la structure et la pétrofabrication des roches éruptives dans la bordure méridionale du massif granitique de Quérigut. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271, II, p. 1665-1668.
- PUECH (2006) - Litostratigrafia del Cambroordovicià de les valls de Ransol i d'Incles - Andorra. *Horitzó*, 10, p. 3-17.
- RAGUIN E. (1933) - Les dislocations du massif de Quérigut-Millas dans les Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, (5), 3, p. 181-192.
- RAGUIN E. (1977) - Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, p. 89-119.
- RAYMOND D., MARRE J. (1988) - Les septa métasédimentaires du pluton granitique de Quérigut (Est des Pyrénées, France), reliques d'une unité allochtone varisque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 1107-1112.
- REILLE M. (1990) - La tourbière de la Borde (Pyrénées orientales, France) : un site clé pour l'étude du Tardiglaciaire sud-européen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 310, p. 823-829.
- REILLE M. (1991) - Recherches pollenanalytiques dans l'extrémité orientale des Pyrénées : données nouvelles de la fin du Glaciaire à l'Actuel. *Lab. de Botanique historique et Palynologie*, p. 1-33.
- REILLE M., ANDRIEU V. (1993) - Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 316, p. 547-551.
- REILLE M., LOWE J.J. (1993) - A re-evaluation of the vegetation history of the Eastern Pyrenees from the end of the last Glacial to the present. *Quaternary Sci. Rev.*, 12, p. 47-77.
- RENDU C. (2003) - *La montagne d'Enveitg, une estive pyrénéenne dans la longue durée* (Thèse Doct., 2000). Trabucaire édit., 606 p.
- RIGO A., VERNANT P., FEIGL K.L., GOULA X., KHAZARADZE G., TALAYA J., MOREL L., NICOLAS J., BAIZE S., CHERY J., SYLVANDER M. (2015) - Present-

- day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophys. J. Int.*, 201, p. 947–964.
- ROBERTS M.P., PIN C., CLEMENS J.D., PAQUETTE J.L. (2000) - Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *J. Petrol.*, 41, p. 809-844.
- ROCA E. (1986) - Estudi geològic de la fossa de la Cerdanya. *Tesis doct.*, Univ. Barcelona. 109 p.
- RODÉS A. (2008) - La última deglaciación en los Pirineos: Datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be , y modelado numérico de paleoglaciares. *Tesis Doct.*, Univ. Barcelona, 238 p.
- ROMER R. L., SOLER A. (1995) - U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita*, 30, p. 374-383.
- ROUSSEL J. (1893) - Étude stratigraphique des Pyrénées. *Thèse Doct.*, Fac. Sci. Lille, 312 p.
- SAILLANT J.-P. (1982) - La faille de Mérens (Pyrénées orientales). Microstructures et mylonites. *Thèse 3^o cycle*, Univ. Paris 7, 291 p.
- SALEMINK J., DE JONG A.F.M. (1988) - Petrochemical and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ characteristics of W-skarns associated and W-barren granitoids in the E-Pyrenees and N-W Portugal. *Spec. Publ. Soc. for geol. applied to mineral deposits*, 6, 79-94.
- SALVAYRE H. (1975) - *Sources Thermo-minérales de Dorres (rapport descriptif)*.
- SALVAYRE H. (2010) - *Le livre des eaux souterraines des Pyrénées catalanes*, Éd. Trabucayre, 240 p.
- SANTANACH P.F. (1972a) - Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y Riu Ter. *Tesis Doct.*, Univ. Barcelona, 238 p.
- SANTANACH P. (1972b) - Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, VII, p. 129-132.
- SATEP CD 66 (2000) - *Fiche de visite des captages de Matemale*. SATEP du Conseil Départemental des Pyrénées-Orientales.
- SIMIEN F. (1998) - Croissance crustale et contraintes paléogéographiques apportées par les isotopes du Nd dans les sédiments. *Thèse Doct.*, IPG, Paris, 302 p.
- SOLER A., ENRIQUE P. (1989) - La terminación sur-occidental del batolito de Andorra-Mont Lluís: características petrológicas y geoquímicas. *Acta Geol. Hisp.*, 24, p. 139-146.
- SOULA J.-C. (1982) - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, p. 313-342.

- SOULA J.-C., DEBAT P., DÉRAMOND J., POUGET P. (1986a) - A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 29-51.
- SOULA J.-C., LAMOUREUX C., VIALARD P., BESSIÈRE G., DEBAT P., FERRET B. (1986b) - The mylonites zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129, p. 115-147.
- SOURIAU A., PAUCHET H. (1998) - A new synthesis of 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. (1980[1978]) - Modelés et dynamiques actuelles des versants supraforestiers des Pyrénées orientales. *Thèse Doct. État*, Univ. Bordeaux III, Imp. Coop. du S.O., Albi, 452 p.
- SUN S.S., MCDONOUGH W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS A.D., NORRIS M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 42, p. 313-345.
- TAILLEFER A. (2017) - Interactions entre tectonique et hydrothermalisme : Rôle de la faille normale de la Têt sur la circulation hydrothermale et la distribution des sources thermales des Pyrénées Orientales. *Thèse Doct.*, Univ. Montpellier, 246 p.
- TAILLEFER A., SOLIVA R., GUILLOU-FROTTIER L., LE GOFF É., MARTIN G., SÉRANNE M. (2017) - Fault-Related Controls on Upward Hydrothermal Flow: An Integrated Geological Study of the Têt Fault System, Eastern Pyrénées (France). *Geofluids*, ID 8190109, 19 p.
- TAILLEFER F. (1969) - Les glaciations des Pyrénées. *Actes du VIII^o Cong. Int. INQUA*, Supplément du *Bull. Assoc. fr. Étude Quaternaire*, p. 19-32.
- USP (1959) - *Traçage des eaux de la perte d'un affluent du Galbe (Fontrabieuse)*, in *Salvayre H. - Spéléologie et Hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées-Orientales*. Revue Conflent, 1979.
- VAN DEN EECKHOUT B. (1986a) - A case study of a mantled gneiss antiform: the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geol. Ultraiectina*, 45, 192 p.
- VAN DEN EECKHOUT B. (1986b) - Cambro-Ordovician lithostratigraphy in the Hospitalet massif (Pyrenees). *Hercynica*, II, p. 167-173.
- VAN DEN EECKHOUT B., ZWART H.J. (1988) - Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16, p. 135-138.
- VAN DEN EECKHOUT B. (1990) - Evidence for large-scale recumbent folding during infrastructure formation in the Pyrenees: the structural geology of

- part of the eastern Hospitalet massif. *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, p. 331-338.
- VAN DEN ECKHOUT B., DE BRESSER H. (2014) - On the dextral offset of a Variscan shear zone across the Mérens fault in the central Pyrenees (Andorra, France). *Bull. Soc. géol. France*, 185, p. 131-143.
- VANDERHAEGE O., GRABKOWIAK A. (2014) - Tectonic accretion and recycling of the continental lithosphere during the Alpine orogeny along the Pyrenees. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 185, p. 143-155.
- VAN MARCKE DE LUMMEN G. (1983) - Pétrologie et géochimie des skarnoïdes du site tungstifère de Costabonne (Pyrénées orientales). *Thèse Doct.*, ENSM St-Étienne, 293 p.
- VERGÉS J. (1993) - Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 203 p.
- VERSPYCK G.W. (1965) - The geology and petrology of the Artiès-Siguer-Valira del norte valleys, Aston-Hospitalet massif (France-Andorra). *Leidse. Geol. Meded.*, 33, p. 275-318.
- VIALA (1976) – *Mesure de débit citée par la fiche de visite 1094-4X-0013*. BSS, BRGM.
- VIC G., TOURLIÈRE B. (2016) - Revalorisation du potentiel minier français. Revue du potentiel et cartographie prédictive pour W, Au et Ge dans les Pyrénées. *Rapport*, BRGM/RP-66278-FR, 81 p.
- VIERS G. (1961) - Le glaciaire du massif du Carlit et ses enseignements. *Rev. géograph. Pyrénées Sud-Ouest*, 32, p. 5-33.
- VIERS G. (1963) - Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir et leurs rapports avec les terrasses alluviales. *Actes du VI^e Congrès INQUA*, Varsovie 1961, Vol. III, p. 385-393.
- VIERS G. (1966) - La glaciation quaternaire dans le massif du Canigou (Pyrénées orientales, France). *Pirineos*, p. 87-92.
- VIERS G. (1968) - La carte du relief glaciaire des Pyrénées. Feuille Mont-Louis au 1:50 000. *Rev. géograph. Pyrénées Sud-Ouest*, 39, p. 429-434, 2 pl. h. t. couleur.
- VIERS G. (1969) - Cerdagne-Capcir. In : *Livret-guide de l'excursion A6, Pyrénées orientales, centrales, Roussillon, Languedoc occidental*, VIII^e Congrès INQUA, Paris 1969, p. 67-72.
- VIETE D.R., LISTER G.S. (2017) - On the significance of short-duration regional metamorphism. *J. Geol. Soc., London*, 174, p. 377-392.
- VISSERS R.L.M. (1992) - Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11, p. 1369-1384.

- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C. J. (1975) - A Study of the Formation and History of a piece of Continental Crust by ^{87}Rb - ^{87}Sr Method: The case of the French Oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 257-285.
- ZWART H.J. (1958) - La faille de Mérens dans les Pyrénées ariégeoises. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 793-796.
- ZWART H.J. (1965) - Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, Sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. 1/50 000. *Leidse Geol. Med.*, 33, p. 191-254.
- ZWART H.J. (1979) - The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 50, p. 1-74.

AUTEURS

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

Introduction : B. Laumonier

Description des terrains :

- séries préhercynienne et hercynienne : B. Laumonier
- magmatisme préhercynien : P. Barbey et B. Laumonier
- magmatisme hercynien : P. Barbey et B. Laumonier, d'après A. Autran
- géochimie de la série préhercynienne et du magmatisme : P. Barbey
- Néogène et Quaternaire : M. Calvet et M. Delmas

Évolutions géologiques :

- Préhercynien : B. Laumonier
- Hercynien : B. Laumonier, P. Barbey et A. Autran
- Alpin : B. Laumonier
- Postalpin : M. Calvet et M. Delmas

Synthèse géodynamique régionale

- Préhercynien, Hercynien et Alpin : B. Laumonier
- Postalpin : M. Calvet

Ressources minérales : B. Laumonier

Géologie de l'environnement :

- climat et végétation, risques naturels : M. Calvet

- hydrogéologie : J.-L. Lenoble

Planches hors texte :

- Pl. 1 : M. Calvet, M. Delmas et B. Laumonier

- Pl. 2 et 3 : B. Laumonier

Bernard LAUMONIER. GeoRessources - UMR 7359, Université de Lorraine, campus ARTEM - Mines Nancy, 92 rue du Sergent Blandan, BP 14234 F-Nancy Cedex ; bernard.laumonier@univ-lorraine.fr ; blaumonier@wanadoo.fr

Marc CALVET. Université de Perpignan - Via Domitia, CNRS UMR 7194, 52 av. Paul Alduy, F-66860 Perpignan ; calvet@univ-perp.fr

Magali DELMAS. Université de Perpignan - Via Domitia, CNRS UMR 7194, 52 av. Paul Alduy, F-66860 Perpignan ; magali.delmas@univ-perp.fr

Pierre BARBEY. CRPG-CNRS, BP 20, F-54501 Vandœuvre-lès-Nancy ; barbey@crpg.cnrs-nancy.fr ; prbarbey@gmail.com

Jean-Louis LENOBLE. Hydrogéologue, 47 rue Frantz Reichel, F-66000 Perpignan ; lenoble-jl@orange.fr

Philippe OLIVIER. GET - UMR 5563, Université de Toulouse, 14 av. E. Belin, F-31400-Toulouse ; philippe.olivier@get.omp.eu





Philippe ROSSI. 340 rue Monseigneur Joseph Foucard, F-45160 Olivet ; philippe.rossi20@gmail.com

Planche hors texte 1 – Carte de l’extension du Quaternaire et du Néogène à 1/130 000 (feuille Mont-Louis et Nord de la feuille Saillagouse).









Cette planche est en premier lieu destinée à montrer l’extension des dépôts glaciaires, périglaciaires et fluviatiles de la feuille Mont-Louis, difficiles à distinguer pour certains d’entre eux des terrains du socle hercynien du fait d’un choix de couleurs malheureux sur la carte géologique.

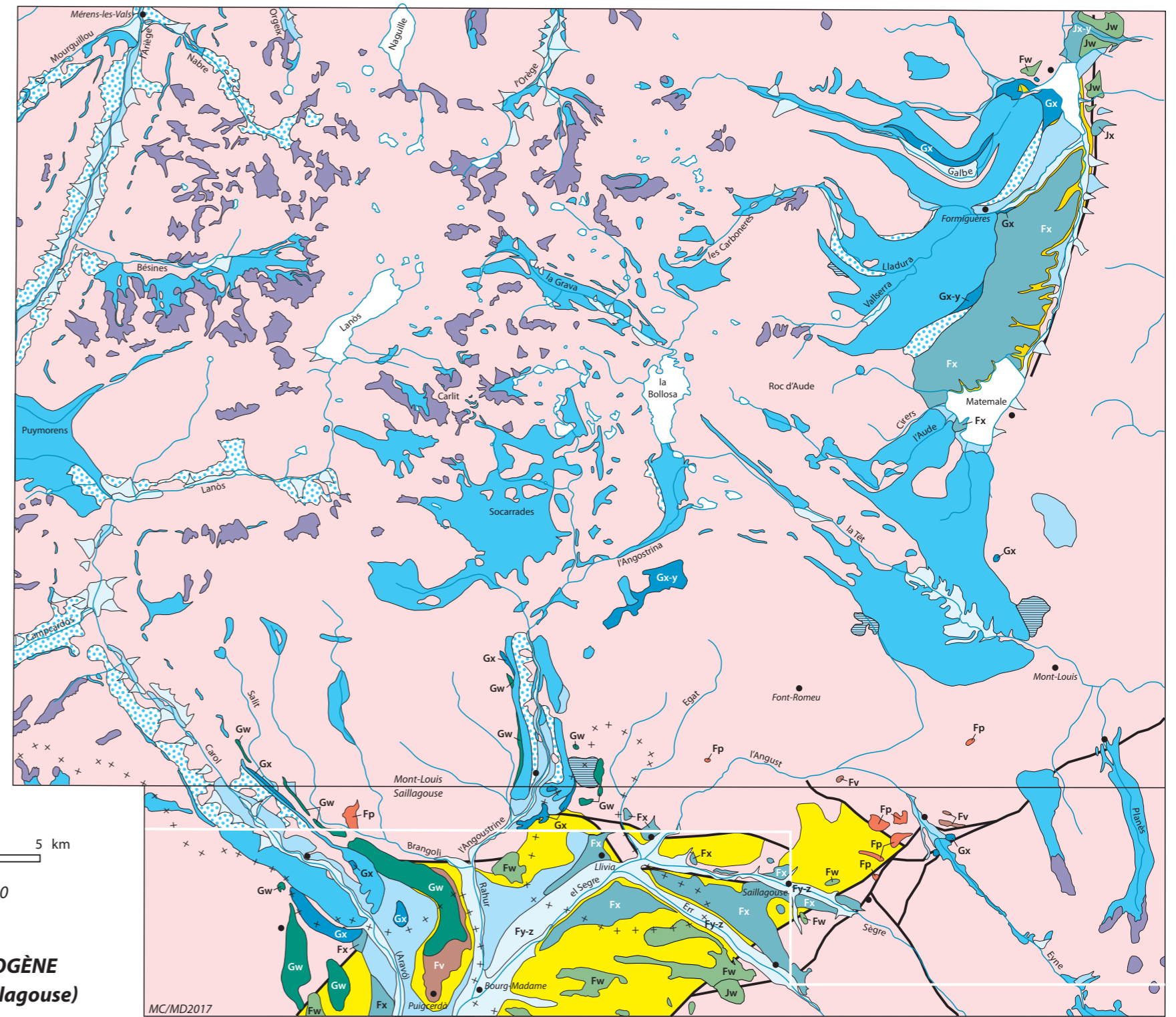
Il a paru intéressant de représenter également la terminaison Sud, visible sur la feuille Saillagouse, des appareils glaciaires de l’Angoustrine et du Carol. Pour la carte Saillagouse (Y. Gourinard, 1971a,b ; Llac, 1989), les contours et les âges des complexes glaciaires et fluviatiles ont été modifiés et actualisés d’après les travaux plus récents de M. Calvet (1996), M. Delmas (2009), etc. ; voir discussion dans le texte.

Glaciaire et périglaciaire

-  Tardiglaciaire : glaciers rocheux et éboulis associés (GRy)
-  Glaciaire récent - Würm (Gy, GNy)
1 : formations superficielles dérivées (EGy, CGy)
-  Glaciaire moyen (Gx, Gx-y)
-  Glaciaire ancien (Gw)

Fluviatile

-  Holocène (Fz, Jz, Fy-z)
-  Pléistocène supérieur - Würm (Fy, FGy)
1 : obturations latérales lacustres (FGLy)
-  Pléistocène moyen (Fx, Fw-x, Jx)
-  Pléistocène moyen-inférieur (Fw, Jw)
-  Pléistocène inférieur (Fv, Jv)
-  Pliocène (?) (Fp, CFp)
-  Néogène (Mio-Pliocène) (m-p, m5)
-  socle hercynien indifférencié



Pl. 1. — EXTENSION DU QUATÉNAIRE ET DU NÉOGÈNE (feuille Mont-Louis et Nord de la feuille Saillagouse)

Planche hors texte 2 – Schéma structural à 1/250 000 de la feuille Mont-Louis.

Pour la réalisation du schéma structural, principalement destiné à illustrer la tectonique hercynienne, les travaux suivants ont été utilisés et librement interprétés :

- la carte Mont-Louis elle-même ;
- les cartes françaises à 1/50 000 voisines, publiées (Prades, Prats-de-Mollo, Saillagouse, Fontargente, Vicdessos) ou en préparation (Ax-les-Thermes, Saint-Paul-de-Fenouillet) ;
- les cartes à 1/50 000 espagnoles (Puigcerdà) et catalanes (Cerdanya, Alt Urgell, Pallars) ;
- les cartes de l'*Atlas de la Synthèse des Pyrénées* (Barnolas et Chiron, 1996), en particulier les planches MagH5 (magmatisme hercynien) et Tech2 (Tectonique hercynienne) ;
- la carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées (2014) ;
- les cartes des thèses de B. Van den Eeckhout (1986), P. Clariana (2015) et A. Margalef (2015) pour la région andorranne ;
- la thèse de Y. Denèle (2007) pour le massif de l'Hospitalet et du Sud du massif de l'Aston ;
- les travaux de G. Gleizes (1992) et de J.-L. Bouchez et G. Gleizes (1995) pour la structurologie du pluton de Mont-Louis-Andorre, et ceux de J.-B. Auréjac *et al.* (2004) pour celle du pluton de Quérigut.

lithostratigraphie

- Néogène
- plutons finicarbonifères (Mont-Louis - Andorre et Quérigut)
- Siluro-Dévonien (± Carbonifère inférieur en Cerdagne)
- Ordovicien supérieur
- Formations de Valcebollère et de Jujols
- Formations d'Évol et de Tregurà
1 : Fm. de Lleret-Bayau (= Mb. moyen de la Fm. d'Évol)
- Groupe de Canaveilles (Fms. de Canaveilles et de Cabrils)
1 : "micaschistes du plancher" à sillimanite (pluton de Mont-Louis)
- orthogneiss (métagranites ordoviciens)

— foliations magnétiques (ASM)

— foliations macroscopiques

plutons de Quérigut-Mont-Louis-Andorre

contacts tectoniques

- failles normales néogènes(-quaternaires)
- failles normales néogènes ou plus anciennes
- failles alpines ou préalpines à fort rejeu alpin
- zones mylonitiques tardihercyniennes
- autres failles (hercyniennes *sensu lato* et/ou alpines)
- détachements hercyniens précoces

Ly²FR leucogranite de Font-Romeu (U4)

γ³Av granite des Avellans (U1)

γ⁴ML granodiorite de Mont-Louis (U2)

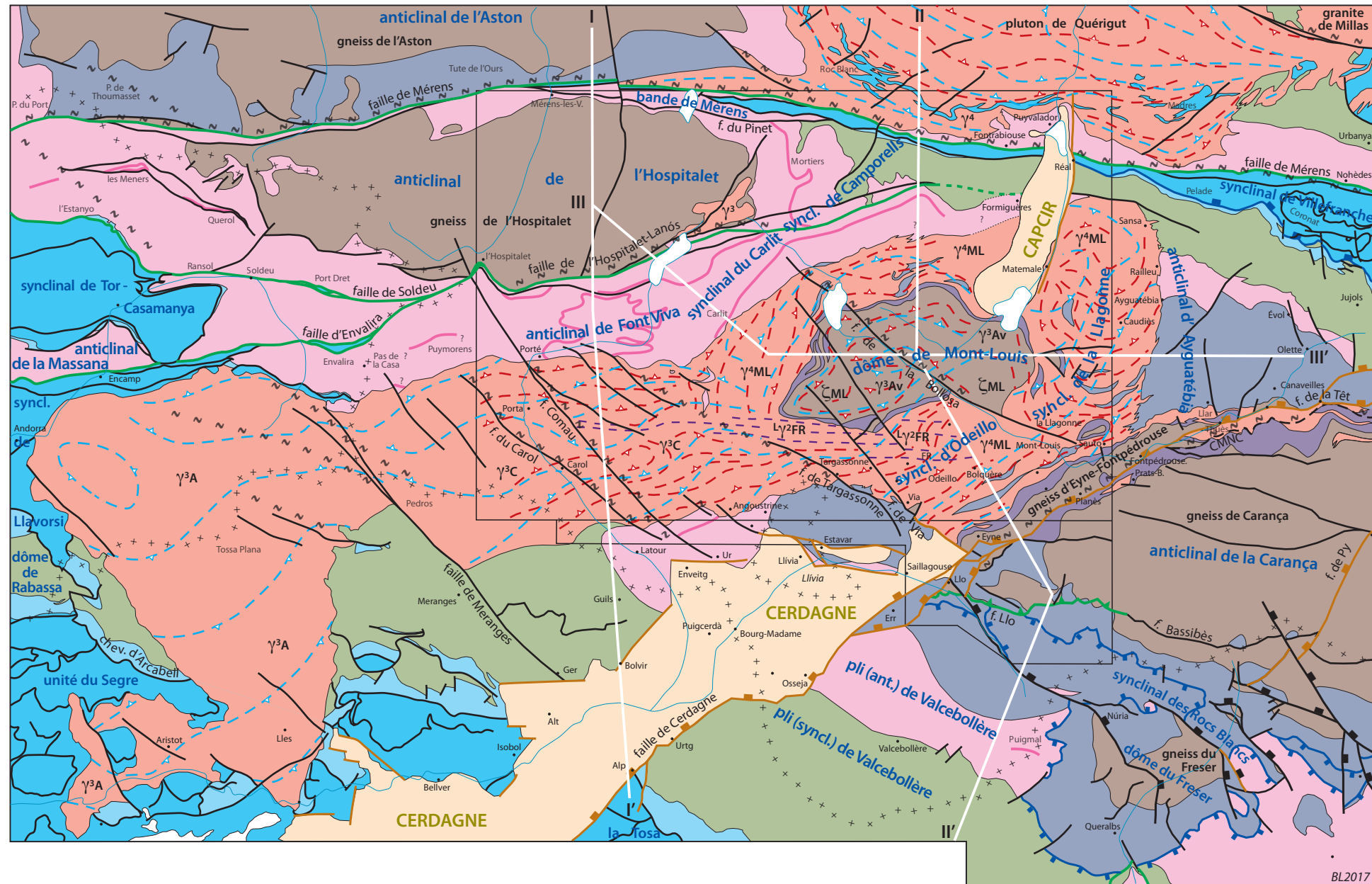
γ³C monzogranite du Carol (U3)

γ³A monzogranite d'Andorre (U3)

—|— coupes structurales (Pl. 2)

ζ_{ML} gneiss de Mont-Louis

CMNC chevauchement mylonitique Nord-Carança



PI. 2. — SCHÉMA STRUCTURAL DE LA FEUILLE MONT-LOUIS

0 5 10 km

échelle : 1 / 250 000

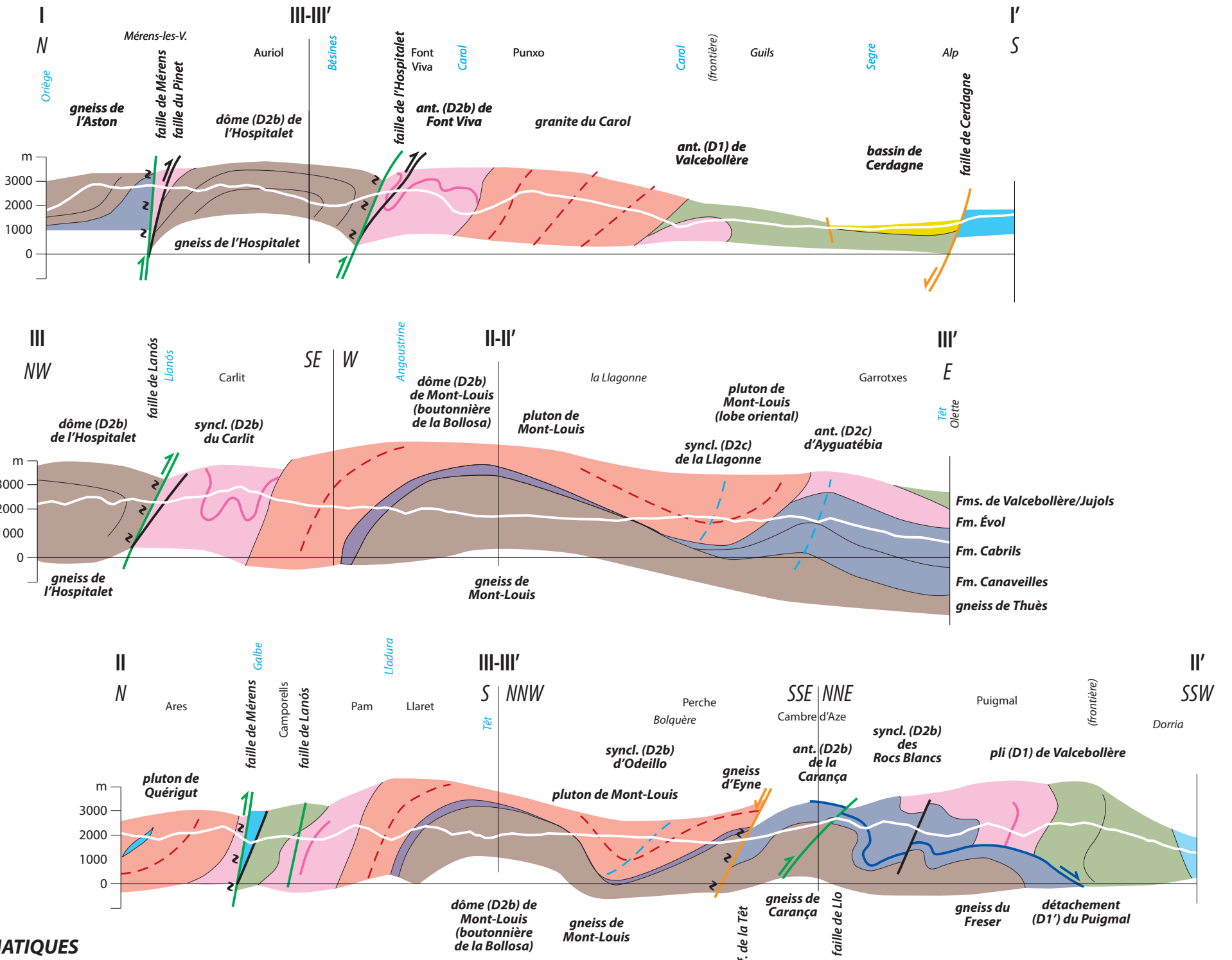
Planche hors texte 3 – Trois coupes structurales schématiques à 1/200 000 à travers la feuille Mont-Louis.

Les coupes sont repérées sur le schéma structural (Pl. 2). Elles illustrent le style général des mégastructures hercyniennes visibles sur la carte Mont-Louis et alentour, en particulier les anticlinaux (dômes) et synclinaux tardifs D2b, mais aussi D2c, ainsi que les plis et détachements précoces D1-D1'. À noter également les failles alpines ainsi que la faille normale néogène de la Têt - Cerdagne. (Discussions dans le texte.)

- lithostratigraphie**
- Néogène
 - plutons finicarbonifères (Mont-Louis - Carol, Andorre et Quérigut)
 - Siluro-Dévonien
 - Ordovicien supérieur
 - Formations de Valcebollère et de Jujols
 - Formations d'Évol et de Tregurà
1 : Fm. de Lleret-Bayau (= Mb. moyen de la Fm. d'Évol)
 - Groupe de Canaveilles (Fms. de Canaveilles et de Cabrils)
1 : "micaschistes du plancher" à sillimanite (pluton de Mont-Louis)
 - orthogneiss (métagranites ordoviciens)
- plutons de Quérigut-Mont-Louis-Andorre**
- foliations magnétiques (ASM) / S2c
 - foliations macroscopiques
- contacts tectoniques**
- failles normales néogènes(-quaternaires)
 - failles alpines et/ou préalpines à fort rejeu alpin
 - autres failles (hercyniennes *sensu lato* et/ou alpines)
 - mylonites tardihercyniennes
 - détachements hercyniens précoces

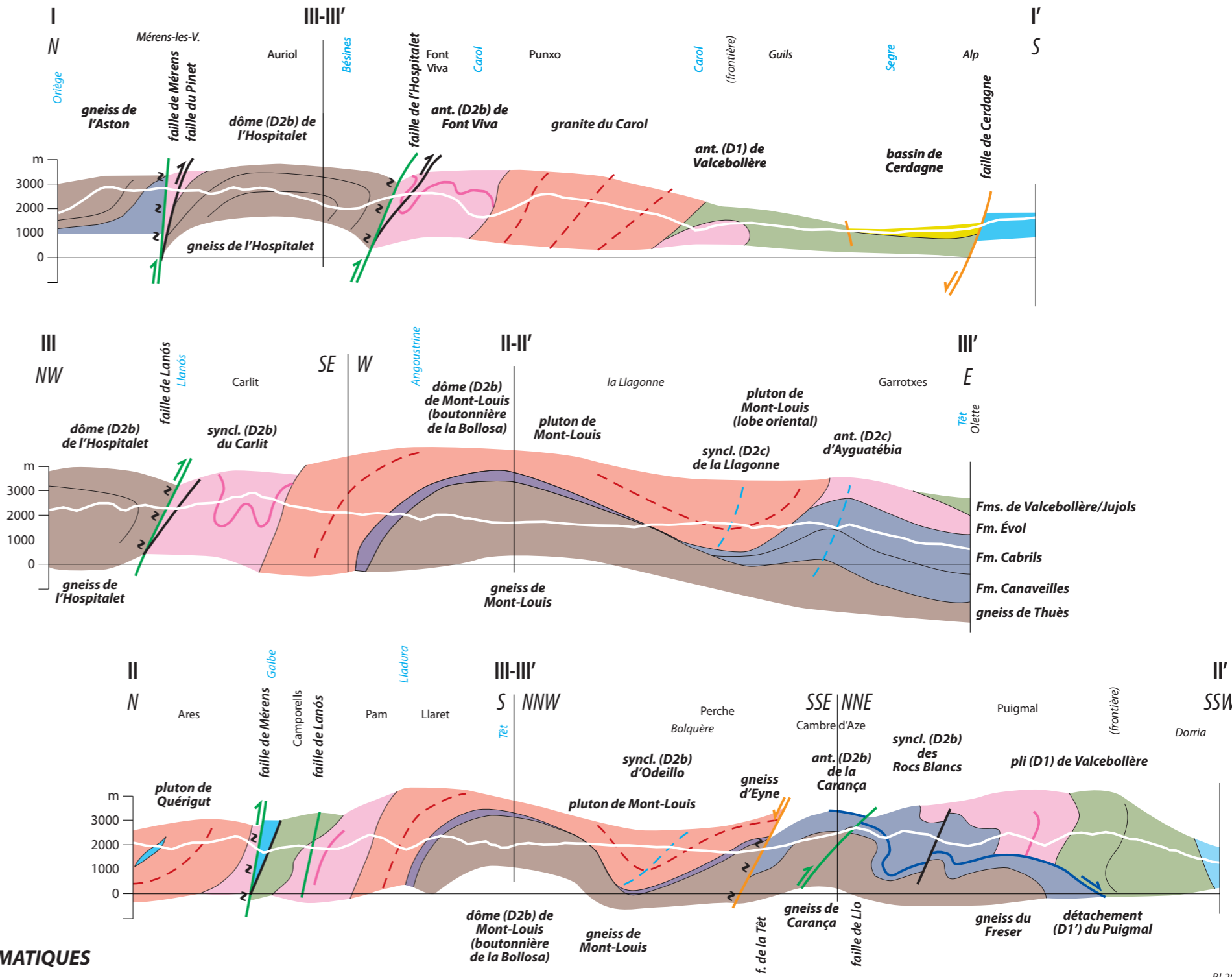
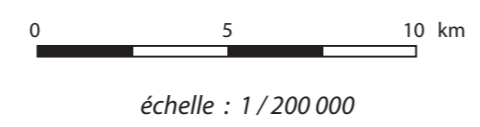
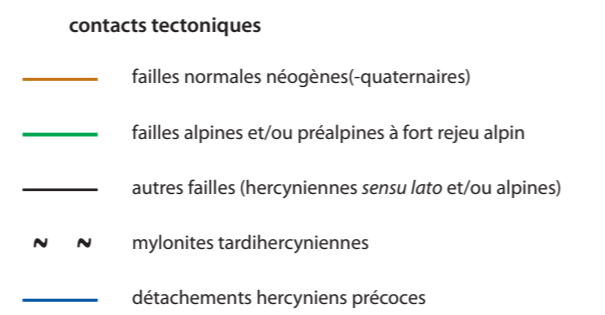
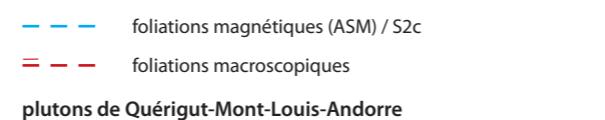
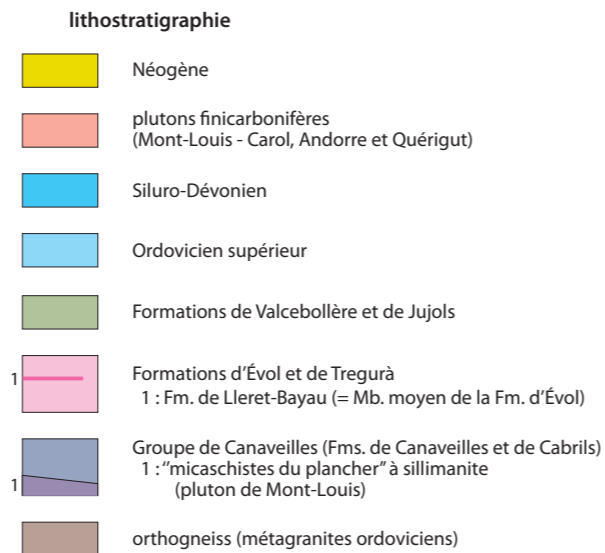


échelle : 1 / 200 000



Pl. 3. — TROIS COUPES STRUCTURALES SCHÉMATIQUES

Planche hors texte 3 – Trois coupes structurales schématiques à 1/200 000 à travers la feuille Mont-Louis.
 Les coupes sont repérées sur le schéma structural (Pl. 2). Elles illustrent le style général des mégastructures hercyniennes visibles sur la carte Mont-Louis et alentour, en particulier les anticlinaux (dômes) et synclinaux tardifs D2b, mais aussi D2c, ainsi que les plis et détachements précoces D1-D1'. À noter également les failles alpines ainsi que la faille normale néogène de la Têt - Cerdagne. (Discussions dans le texte.)



Pl. 3. — TROIS COUPES STRUCTURALES SCHÉMATIQUES



MONT-LOUIS

La carte géologique à 1/50 000
MONT-LOUIS est recouverte
par la coupure suivante
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
PRADES (N° 257)

