



ARGELÈS-SUR-MER CERBÈRE

La carte géologique à 1/50 000
ARGELÈS-SUR-MER - CERBÈRE est recouverte
par la coupure suivante
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
CÉRET (N° 258)

Rivesaltes	Perpignan		
Céret	ARGELÈS-SUR-MER		
Arles-sur-Tech	Cerbère		

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

ARGELÈS- SUR-MER CERBÈRE

par

B. LAUMONIER, M. CALVET, P. BARBEY, P. GUENNOG,
J. LAMBERT, J.-L. LENOBLE, M. WIAZEMSKY

Avec la collaboration de :

A. AUTRAN, A. COCHERIE, P. ROSSI

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P.36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

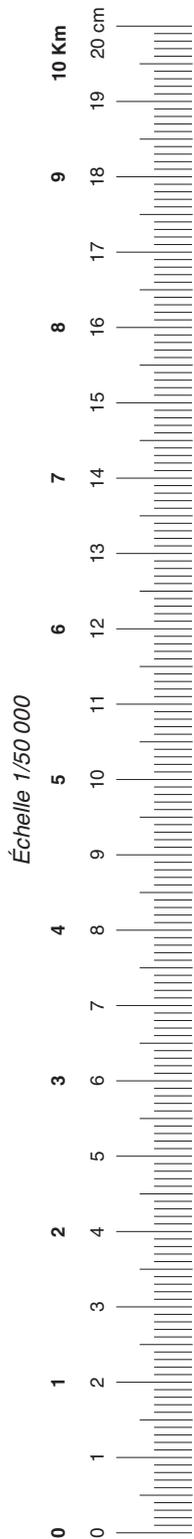
Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

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



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARGELÈS-SUR-MER – CERBÈRE À 1/50 000**

par

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

**Avec la collaboration de
A. AUTRAN, A. COCHERIE, P. ROSSI**

2015

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : CALVET M., AUTRAN A., WIAZEMSKY M., LAUMONIER B., GUITARD G.† (2015) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-sur-Mer – Cerdère (1097). Orléans : BRGM. Notice explicative par Laumonier B., Calvet M., Barbey P., Guennoc P., Lambert J., Lenoble J.-L., Wiazemsky M. (2015), 149 p.

– *pour la notice* : LAUMONIER B., CALVET M., BARBEY P., GUENNOC P., LAMBERT J., LENOBLE J.-L., WIAZEMSKY M., avec la collaboration de Autran A., Cocherie A., Rossi P. (2015) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-sur-Mer – Cerdère (1097). Orléans : BRGM, 149 p. Carte géologique par Calvet M., Autran A., Wiazemsky M., Laumonier B., Guitard G.† (2015).

© BRGM, 2015. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-2097-2

SOMMAIRE

INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
Travaux antérieurs	11
Cartographie	13
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL (ÉDIACARIEN) ET PALÉOZOÏQUE</i>	15
Terrains préhercyniens (Édiacarien à Ordovicien moyen)	17
Formations plutoniques hercyniennes finicarbonifères (~310-300 Ma)	29
<i>NÉOGÈNE ET QUATERNAIRE</i>	39
Terrains non affleurants	40
Néogène	41
Quaternaire	49
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	65
Morphologie de la plate-forme méridionale du golfe du Lion	65
Nature des sédiments superficiels	65
Géométrie des unités enfouies	67
ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES	69
<i>ÉVOLUTION PRÉHERCYNIE</i>	72
<i>ÉVOLUTION HERCYNIE</i>	75
Tectonique hercynienne	75
Plutonometamorphisme et évolution structurale tardive (D2)	81
<i>ÉVOLUTION ALPINE (MÉSOZOÏQUE-ÉOCÈNE)</i>	87
<i>ÉVOLUTION POSTALPINE (OLIGOCÈNE-QUATERNAIRE)</i>	88
L'aplanissement des Pyrénées paléogènes	88
La tectonique extensive oligo-miocène et la formation des fossés d'effondrement	89
La tectonique mio-pliocène et la formation des reliefs actuels	91
L'évolution géomorphologique quaternaire	94
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	96
<i>LA GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIE</i>	96

<i>LE CYCLE HERCYNIEN</i>	98
<i>LE CYCLE ALPIN</i>	101
RESSOURCES MINÉRALES	104
SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES	104
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	105
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	106
<i>RISQUES NATURELS</i>	106
Aléa inondation	106
Sismicité historique et aléa sismique	107
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	108
Les alluvions quaternaires	109
Les sédiments pliocènes	111
Les roches métamorphiques et magmatiques	111
Les eaux thermominérales	112
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	112
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	112
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	113
ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE	133
<i>PLUTONISME PRÉHERCYNIEN</i>	134
<i>PLUTONISME HERCYNIEN</i>	144
AUTEURS	149

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère	8
Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises et espagnoles	14
Fig. 3 - Canevas lithostratigraphique des terrains préhercyniens de l'Est des Pyrénées	16
Fig. 4 - Corrélations entre les terrains préhercyniens des Pyrénées orientales et de la Montagne noire	24
Fig. 5 - Corrélations du Quaternaire alluvial des cartes géologiques à 1/50 000 du Roussillon	50
Fig. 6 - Bathymétrie de la zone d'étude (haut). Modèle numérique des pentes (bas)	64

Fig. 7 - Coupe sismique et principales unités sédimentaires de la plate-forme à l'Ouest d'Argelès-sur-Mer (d'après E. Théreau, 2000)	70
Fig. 8 - Carte isohypse de la surface d'érosion à la base des unités pléistocènes (S100-200) d'après M. Tesson <i>et al.</i> (2011)	71
Fig. 9 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme	74

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Argelès – Cerbère, d'après la BSS	113
Tabl. 2 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Argelès – Cerbère, d'après la BSS	113

AVERTISSEMENT

Les notices des cinq feuilles Argelès-sur-Mer – Cerbères, Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo et Mont-Louis sont complémentaires et ont été écrites conjointement. Certains aspects sont communs à toutes les notices, tandis que d'autres ont été davantage développés dans l'une ou l'autre d'entre elles. Pour certains développements spécifiques, le lecteur sera donc invité à se reporter à l'une ou l'autre de ces notices qui sont consultables et téléchargeables gratuitement sur le site InfoTerre du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/cartes-géologiques>).

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère (fig. 1), qui sera par la suite appelée plus simplement Argelès – Cerbère, couvre un espace de $29,6 \times 27$ km (799 km^2 , dont environ 500 km^2 à terre et 300 km^2 en mer). Elle occupe le quart Sud-Est de la plaine du Roussillon au Nord (190 km^2) et le centre-Nord du massif des Albères au Sud (310 km^2). Administrativement, elle se situe dans le département des Pyrénées-Orientales (66) pour la partie française et la comarca de l'Alt Empordà (provincia de Girona, Catalunya) pour la partie espagnole. La toponymie utilisée est celle de la carte topographique IGN au 1/50 000 Argelès-sur-Mer (feuille 2549, 1998, édition 2) servant de fond à la carte géologique, bien qu'elle soit souvent en désaccord avec celle des cartes françaises et surtout catalanes plus modernes au 1/25 000, 1/50 000 et 1/400 000, pour lesquelles une toponymie beaucoup plus conforme au catalan est adoptée.

Sur la feuille Argelès – Cerbère, le bassin du Roussillon, situé à moins de 100 m d'altitude, est constitué de plusieurs entités morphologiques :

- la basse vallée du Tech, orientée WSW-ENE ; dans son lit majeur large de 500 m, le fleuve divague en bras multiples au-dessus des alluvions déposées par la crue majeure de 1940 ;
- au Nord-Ouest, des collines très surbaissées et arrondies dont celle (39 m) qui porte la bourgade d'Elne, modelées dans les terrains argilo-sableux du Pliocène ; elles sont traversées par la vallée du Réart au Nord, à peine marquée, et accidentées de cuvettes fermées dont la plus grande, celle de Villeneuve-de-la-Raho, a été transformée en plan d'eau ;
- au Sud du Tech, de Montesquieu à Argelès-sur-Mer, un piémont large de 1 à 3 km, faiblement incliné au Nord et formé par la coalescence de cônes alluviaux issus des Albères ;
- à l'Est, une plaine côtière large de 5 à 7 km, très basse, constituée par les alluvions très récentes (holocènes) du Tech et du Réart ; elle passe au Nord-

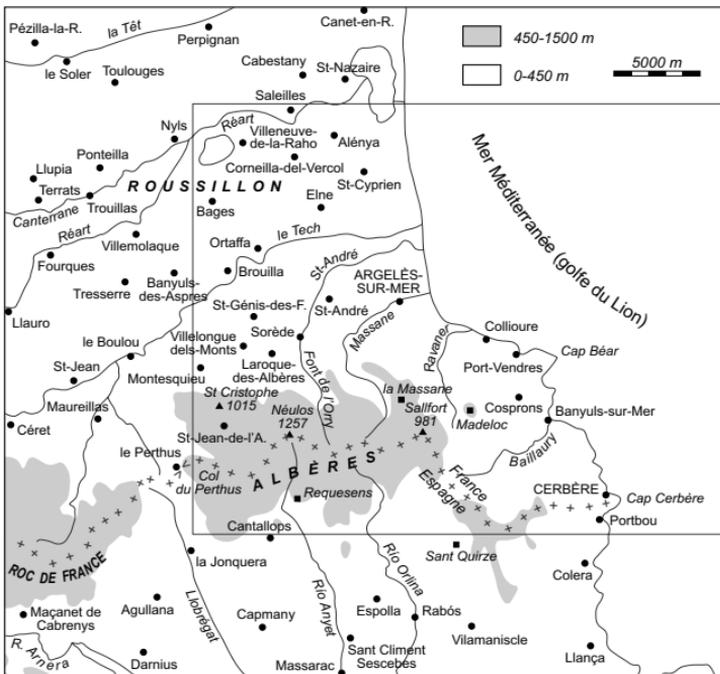


Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère

Ouest (Saleilles) à un système de terrasses plus anciennes souvent bien visibles dans le paysage malgré leur faible étagement ;

– séparant la plaine de la mer, un cordon littoral sableux rectiligne fait de dunes basses et de plages, à peine perturbé par l'embouchure du Tech ; il isole, à son arrière, l'étang de Saint-Nazaire-Canet et, plus au Sud, une zone marécageuse et salée.

Les Albères forment un massif montagneux vigoureux, long de 25 km entre la mer et le couloir du Perthus, et large de 15 km entre le bassin du Roussillon et celui de l'Empordà, au Sud de la carte. Ce massif est très dissymétrique :

– le versant nord n'est large que de 3 à 5 km et forme un escarpement spectaculaire, la crête frontière culminant au-dessus de 1 000 m du Pic Saint-Christophe au Pic de Sallfort (1 256 m au Pic Néulos) ; ce versant est entaillé par des vallées profondes (rivière de Laroque, ravin de la Font de l'Orry, la Massane) isolant des crêtes étroites globalement S-N, et est séparé du bassin du Roussillon par une limite tectonique quasi rectiligne de Montesquieu au Racou ;

– le versant sud, au contraire, est à pente plus douce mais est lui aussi dans sa partie haute entaillé par des vallées N-S (Río Aynet, Río Orlina, etc.) ;

– du côté ouest du massif, la crête culminante se dédouble, délimitant la cuvette de l'Albère, ouverte à l'W sur le couloir du Perthus ;

– vers l'Est, la crête frontière des Albères s'abaisse progressivement vers la mer (670 m à la Tour de Carroig, seulement 404 m au Col de Banyuls) jusqu'au Cap Cerbère. La montagne est remplacée par des bassins côtiers ouverts vers la mer : vallée du Ravaner à l'W de l'arête de la Tour Madeloc, encore orientée N-S ; bassins de Collioure, Cosprons, Banyuls (de loin le plus grand, drainé par la Baillaury), Cerbère, Port-Bou, Colera. Le littoral est rocheux, formé de hautes falaises (Cap Béar, en particulier) et de rares et petites plages.

Le relief du plateau continental reflète la dualité plaine-montagne : l'isobathe 50 m, presque rectiligne et N-S, est à 8 km du trait de côte au Nord, 1 km seulement au Sud.

Le climat est typiquement méditerranéen, avec une température annuelle moyenne de 15° et des précipitations faibles à modérées (600 mm/an) dans la plaine ; les contrastes saisonniers sont très marqués : hivers doux, sécheresse estivale, violence des précipitations en automne (grands abats d'eau ou *aiguats*) et au printemps. Le vent est fréquent et violent, notamment la tramontane qui souffle du NW et la marinade humide qui vient du SE. Les Albères possèdent un climat méditerranéen comparable mais dégradé par l'altitude (jusqu'à 1 200 mm de précipitations pour une température moyenne d'environ 10° dans les parties hautes) et influencé par l'exposition, le versant nord étant plus frais et plus humide que le versant sud.

L'organisation du réseau hydrographique est très contrastée. Le Tech (module moyen $10 \text{ m}^3/\text{s}$; module spécifique 13 l/s/km^2) ne reçoit d'affluents notables et pérennes que sur sa rive droite, depuis les Albères. Le Réart traverse presque en intrus les collines de la partie nord de la carte, où un endoréisme local se traduit par de nombreuses dépressions fermées, artificiellement drainées par de longs canaux (Agouille de la Mar) pour leur mise en culture. Les régimes sont méditerranéens, avec un maximum d'automne et un autre de printemps, mais de longs étiages très bas, surtout en été (moins de $3 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le Tech en septembre). Le maximum de printemps du Tech, seul, est soutenu par la fonte des neiges. Les torrents des Albères, sur la façade littorale, sont souvent à sec une partie de l'année, ainsi d'ailleurs que le Réart, pérenne à l'amont mais dont les eaux se perdent dans le Pliocène sableux dès son entrée dans le bassin du Roussillon, sur la feuille Céret. Les crues sont violentes et rapides, lors des grands *aiguats* : elles ont atteint $3\,500 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le Tech en 1940 (la crue décennale est estimée à $1\,200 \text{ m}^3/\text{s}$ et la crue cinquantennale à $1\,800 \text{ m}^3/\text{s}$) et $1\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le Réart en 1992.

La végétation reflète bien ces contrastes topographiques et climatiques. Les collines sont le domaine du vignoble, associé aux cultures fruitières au piémont des Albères et aux cultures maraîchères dans la basse plaine ; les espaces non cultivés sont abandonnés au maquis et à la garrigue boisée à chêne vert ou pubescent. La montagne, très boisée, présente un spectaculaire étagement de la végétation. Sur le versant nord se succèdent un étage inférieur à chêne vert et chêne-liège jusque vers 400-500 m, un étage moyen à chêne pubescent et châtaignier, et un étage supérieur à hêtre au-dessus de 700-800 m (en particulier dans la haute vallée de la Massane), des pelouses occupant les sommets émoussés. Le versant sud est comparable, mais plus sec, le hêtre y est rare et le maquis abondant. Les bassins côtiers sont remarquables par le développement du vignoble en terrasses de Collioure-Banyuls, passant au maquis au-dessus de 500 m.

CADRE GÉOLOGIQUE – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Argelès – Cerbère représente l'extrémité orientale de la chaîne pyrénéenne dont une partie se trouve immergée sous les eaux du golfe du Lion. On y distingue facilement deux ensembles géologiques très différents, nettement séparés par une faille normale néogène majeure, la faille du Tech (voir schéma structural) :

– au Sud, le massif paléozoïque des Albères, prolongement oriental du massif du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech), comparable au massif du Canigou (feuille Prades) et à sa retombée orientale, le massif des Aspres (feuille Céret) ;

– au Nord, le bassin néogène et quaternaire du Roussillon qui à l'Ouest repose sur le socle hercynien des Aspres (feuille Céret) et à l'Est se poursuit en mer sous le golfe du Lion.

Relativement à la structure alpine de la chaîne des Pyrénées, ces deux domaines appartiennent ou se superposent à la Zone Axiale ; les Zones Nord-pyrénéenne et Sud-pyrénéenne n'apparaissent pas sur cette feuille. L'orogénèse alpine fini-crétacée à éocène n'est que très peu perceptible sur la feuille Argelès – Cerbère qui, par contre, illustre très bien :

– l'orogénèse hercynienne carbonifère, qui affecte une série métasédimentaire datant de l'Édiacarien-Cambrien et des métaгранites ordoviciens ; très déformés, faiblement (schistes, micaschistes, marbres, orthogneiss) ou au contraire très métamorphiques (migmatites), ces terrains sont envahis par des granitoïdes finicarbonifères (massif des Albères) ;

– les événements tectoniques et géomorphologiques postalpins liés à l'ouverture de la Méditerranée occidentale à l'Oligo-Miocène et son évolution ultérieure au Plio-Quaternaire ; il en résulte le jeu de la faille du Tech, la formation du bassin du Roussillon et la surrection du massif des Albères.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

Le massif des Albères

Ce massif hercynien est resté largement ignoré jusqu'aux années 1950. On peut cependant signaler la longue controverse (voir Cavet, 1957) qui de 1860 à 1925 a opposé, en ce qui concerne les marbres (« Dalle calcaire ») associés aux micaschistes profonds des Pyrénées orientales, les tenants d'un âge dévonien (L. Bertrand, O. Mengel) et ceux d'un âge cambrien (J. Caralp, C. Depéret, E. Jacquot, J. Roussel) ; dans le premier cas, ils apparaissent en position synclinale, dans le second ils sont normalement interstratifiés dans la série ancienne ; c'est ainsi que ces calcaires, dévoniens sur la feuille à 1/80 000 « Prades » (1925), deviennent cambriens dans les Albères (feuille « Céret », 1911) ! P. Cavet, dans sa thèse (1957) sur le Paléozoïque des Pyrénées orientales françaises, a définitivement invalidé la première hypothèse.

Parmi les travaux déjà anciens consacrés à la région, on doit mentionner l'intéressante étude d'A. Jauzein (1953), riche d'observations et qui pose bien un certain nombre de problèmes, et les comptes rendus des excursions de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées orientales en 1958 (G. Guitard, P. Laffitte, J.-M. Fontboté).

Ensuite viennent des recherches sur les métavolcanites intercalées dans les micaschistes (Guitard et Laffitte, 1956) -roches aujourd'hui considérées comme des mylonites-, sur l'existence -aujourd'hui abandonnée- d'un socle cadomien (Autran *et al.*, 1966 ; Fonteilles et Guitard, 1972, 1974, 1977 ; Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1996), sur la tectonique de la partie orientale du massif (Llac, 1973), sur les grandes zones mylonitiques (Carreras *et al.*, 1980) et leur âge hercynien et/ou alpin (Soliva *et al.*, 1991 ; Soliva, 1992), sur le magmatisme préhercynien (Navidad et Carreras, 1995), sur la lithostratigraphie (Laumonier, 1988, 1996), sur le métamorphisme (Guitard et El Maz, 1985 ; Guitard et Mozgawa-Krutow, 1986 ; Guitard *et al.*, 1996 ; Triboulet *et al.*, 2005 ; Vilà *et al.*, 2007), sur le plutonisme (Autran *et al.*, 1970 ; Cirés *et al.*, 1994 ; Malló *et al.*, 1995 ; Vilà *et al.*, 2005), et sur la géochronologie des (méta)granites ordoviciens et hercyniens (Liesa *et al.*, 2011 ; Cocherie, inédit, cette notice). La thèse de M. Vilà (2003) est une étude générale du massif très riche d'informations.

L'évolution géomorphologique néogène et quaternaire du massif des Albères et de ses deux versants a été discutée principalement par M. Calvet (1982, 1996).

Le bassin du Roussillon

Le bassin néogène du Roussillon a fait l'objet d'un certain nombre d'articles et travaux de synthèse, les uns anciens (Depéret, 1885a,b ; Birot, 1937 ; Bourcart, 1947), d'autres récents (Salvayre et Sola, 1982 ; Clauzon, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1985, 1990 ; Calvet, 1986b, 1996). D'autres articles replacent le Roussillon dans son contexte, en rapport avec l'évolution morphotectonique de l'Est de la Zone Axiale (Briais *et al.*, 1990 ; Calvet, 1999 ; Calvet et Gunnel, 2008 ; Gunnel *et al.*, 2008, 2009) et avec l'évolution du golfe du Lion, notamment l'événement messinien (Clauzon *et al.*, 1987, 1989 ; Duvail *et al.*, 2005 ; Gorini *et al.*, 2005). On doit citer également d'autres recherches réalisées sur le territoire de la feuille Argelès – Cerbère ou à proximité immédiate, plus ponctuelles, concernant les aspects paléontologiques (Aymard, 1992 ; Suc, 1976, 1980 ; Magné, 1978 ; Michaux, 1976), stratigraphiques avec notamment le sondage profond d'Elne et les relations avec les dépôts plio-quaternaires du plateau continental (Gottis, 1958 ; Monaco, 1971 ; Clauzon et Cravatte, 1985 ; Duvail, 2008 ; Duvail *et al.*, 2000, 2002, 2005 ; Lofi *et al.*, 2003), thermochronologiques (Maurel, 2003), structuraux et tectoniques (Gallart *et al.*, 2001 ; Goula *et al.*, 1999 ; Mauffret *et al.*, 2001 ; Philip *et al.*, 1992 ; Salvayre et Sola, 1975).

Le Quaternaire du secteur et le complexe système de terrasses alluviales et de cônes de piémont ont fait l'objet de peu de travaux spécifiques, depuis les premières esquisses (Bourcart, 1947 ; Got, 1967 ; Collina-Girard, 1976). Les terrasses du Tech ont été étudiées par M. Calvet (1981, 1982, 1996) ainsi que dans les thèses de J.-M. Carozza (1998) et B. Debals (1998), et les dépressions fermées par P. Ambert et G. Clauzon (1993). La dynamique actuelle de la basse plaine du Tech est abordée par N. Jacob (1995) et l'Holocène par M. Calvet *et*

al. (2002). Les dépôts littoraux actuels ont fait l'objet du travail de P. Durand (1999) et les rares plages anciennes sont mentionnées dans la thèse d'Y. Barbaza (1970).

Cartographie

La première carte géologique générale -et la seule jusqu'à ce jour- du domaine concerné par la feuille Argelès – Cerbère est la 1^{ère} édition de la feuille n° 258 « Céret » de la Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 (Depéret, Loutrel et Mengel, 1911) ; voir figure 2.

Il est à noter que la feuille Argelès – Cerbère est une coupure « irrégulière », associant la feuille n° 1097 « Argelès-sur-Mer » et la feuille n° 1101 « Cerbère ».

Le massif des Albères

En ce qui concerne la partie française des terrains hercyniens du massif des Albères, une maquette a été préparée par G. Guitard et A. Autran dans les années 1960 pour la 2^e édition de la feuille « Céret » mais, le programme de la Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 ayant été abandonné en 1968, cette carte n'a pas été publiée. Elle a cependant servi de base à la réalisation de la carte du métamorphisme hercynien publiée dans l'Atlas de la Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (G. Guitard, *in* Barnolas et Chiron, 1996).

La partie espagnole du massif des Albères est figurée sur :

- la feuille n° 25 « Figueras » de la Carte géologique d'Espagne à 1/200 000 (IGME, 1980) ;
- les feuilles n° 220 « La Jonquera » (Cirés *et al.*, 1994) et n° 221 « Portbou » (Carreras *et al.*, 1994) de la Carte géologique d'Espagne à 1/50 000 ;
- la carte géologique de Catalogne à 1/250 000 (IGC, 1990) et à 1/300 000 (IGC, 2008, 2011).

La présente carte des terrains hercyniens du massif des Albères a été élaborée, pour le versant français, à partir des minutieuses minutes de G. Guitard (1952-1991) et d'une première synthèse réalisée avec G. Dottin en 1992, complétées par des levés de A. Autran pour le centre-ouest du massif (2003-2010) et par M. Wiazemsky pour la partie est (2003-2010). La partie espagnole a été reprise, avec de légères modifications, des feuilles à 1/50 000 La Jonquera et Portbou, et de certains contours tirés de la thèse de M. Vilà (2003). La synthèse finale et le dessin de la maquette ont été réalisés par B. Laumonier en 2012.

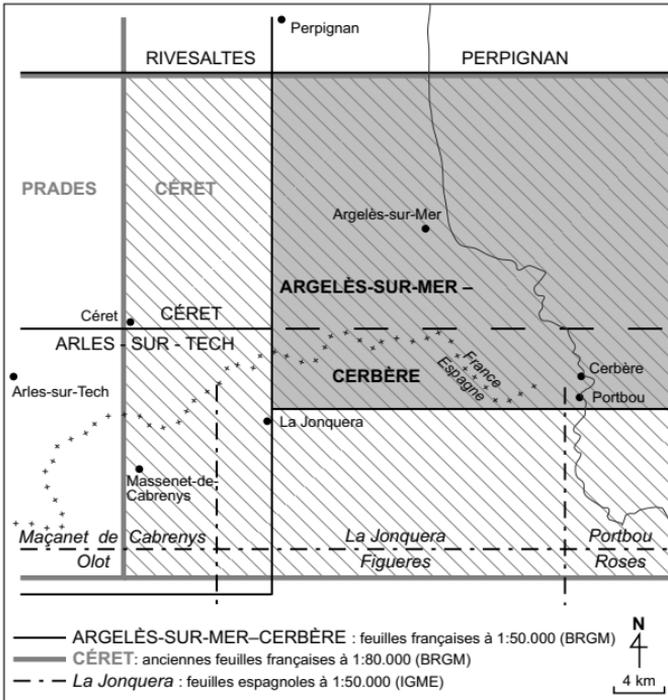


Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques françaises et espagnoles

On a indiqué l'emprise des cartes à 1/50 000 françaises (BRGM) et espagnoles (IGME) de l'extrémité des Pyrénées sud-orientales, ainsi que les anciennes cartes françaises à 1/80 000 Céret (hachures) et Prades.

Le bassin du Roussillon

La 1^{re} édition de la feuille « Céret à 1/80 000 » (1911) ne fournissait qu'une image assez sommaire et incomplète des terrains néogènes et quaternaires. Une première maquette à 1/50 000 a été rédigée au début des années 1980 par M. Calvet et déposée en 1996 au BRGM. Une autre maquette a également été réalisée par G. Clauzon à la même époque. Elles ont servi de base à une maquette, réalisée, toujours à 1/50 000, par P. Le Strat et C. Duvail en 2001. La présente carte se fonde sur de nouveaux levés réalisés à 1/25 000 par M. Calvet entre 1996 et 2010.

La cartographie des fonds marins a été synthétisée par P. Guennoc en 2013.

La coordination générale de la carte (à terre) a été effectuée par M. Wiazemsky en 2011-2012. La carte a été publiée en 2015.

DESCRIPTION DES TERRAINS

L'érosion anténéogène ayant fait disparaître toute trace des formations mésozoïques et paléogènes, la feuille Argelès – Cerbère ne présente que deux grands ensembles de terrains :

- des terrains anciens, fini-protérozoïques et paléozoïques, dans la moitié sud de la carte (massif des Albères) ;
- des terrains très récents, néogènes et quaternaires, dans la moitié nord (bassin du Roussillon).

PROTÉROZOÏQUE TERMINAL (ÉDIACARIEN) ET PALÉOZOÏQUE

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

- les *formations préhercyniennes* du Protérozoïque terminal (Édiacarien) et du Cambrien *s.l.* ;
- les *formations hercyniennes s.s.* de l'Ordovicien supérieur au Mississipien (Carbonifère inférieur).

Une autre discordance majeure sépare les *terrains finihercyniens* stéphaniens et autuniens des formations hercyniennes *s.s.*

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

- les formations sédimentaires, volcanosédimentaires et plus rarement plutoniques préhercyniennes (Édiacarien et Cambrien *s.l.*) ;

ORDOV. inf.	CAMBRIEN	sup.-moyen		Fm. de Font Frède (feuille Prades)		kJ		O1-2
				Fm. de Jujols		kV	M8	
ÉDIA-CARIEN supérieur ("Brevérien supérieur")	CAMBRIEN	inférieur		Fm. de Valcebollère		kE3		k
				Fm. d'Évol		kE2	M7	
				Mb. sup. Fm. d'Alins		kE1		kC
				Mb. moy. Fm. de Lleret-Bayau		kE1	M6	
				Mb. inf. Fm. d'Alós d'Isil		kT	M6	
				Fm. de Tregurà		bCB	VS2	
				Fm. de Canaveilles		bC3	M3-5	
				Mb. sup.		bC2	VS1	
				Mb. moyen		bC1	M2	
				Mb. inf.		bC0	M1	

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

notation de la feuille Prades (1992)

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

Pour faciliter la lecture des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est des Pyrénées et dans le but de ne pas multiplier les noms locaux de formation, un canevas lithostratigraphique unique est utilisé pour toute la région, même si les corrélations entre les massifs ne sont ni faciles ni partout certaines dans le détail. La méthodologie rigoureuse de la lithostratigraphie, qui consisterait à définir et à nommer des formations locales massif par massif, n'est donc pas entièrement respectée. Canaveilles, 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 est le nom d'un lac de cette région.

- les plutonites sardes de l'Ordovicien ;
- les formations (volcano)sédimentaires hercyniennes (Ordovicien supérieur à Mississipien) ;
- les plutonites hercyniennes finicarbonifères (Stéphanien *s.l.*) ;
- les formations sédimentaires et volcaniques finihercyniennes (Stéphanien et Autunien).

Terrains préhercyniens (Édiacarien à Ordovicien moyen)

Formations métasédimentaires (Édiacarien et Cambrien inférieur)

Dans son étude sur le *Paléozoïque inférieur azoïque*, c'est-à-dire les terrains antérieurs à l'Ordovicien supérieur fossilifère, P. Cavet (1957) a distingué dans les Pyrénées orientales la *série de Canaveilles* à la base, disposée au-dessus des gneiss profonds, et la *série de Jujols* au sommet. À la suite de ce travail fondateur, il a été progressivement possible (Laumonier et Guitard, 1978, 1986 ; Laumonier, 1988, 1996, 1998 ; Laumonier *et al.*, 2004, 2010) de définir dans les Pyrénées centro-orientales une série lithostratigraphique type (fig. 3) divisée en deux groupes et (selon les régions) six à neuf formations, certaines formations étant elles-mêmes subdivisées en membres ; huit horizons repères carbonatés (M1 à M8) et deux horizons volcanosédimentaires (VS1 et VS2) rythment cette série. La série type présente d'importantes variations latérales et verticales, chacun des termes étant plus ou moins développé ou différencié selon les régions, et la lithologie est monotone ou variée selon les niveaux. C'est cependant sur cette base lithostratigraphique générale que la cartographie a été réalisée. Ce découpage lithostratigraphique devrait cependant être amélioré, c'est un des objectifs d'un travail en cours (thèse M. Padel, 2013-2016).

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

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

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

La série préhercynienne des Albères a été décrite dans ses grandes lignes par A. Jauzein (1953), F. Llac (1973) et G. Guitard *et al.* (1996) pour le versant nord, par J. Cirés *et al.* (1994) et J. Carreras *et al.* (1994) pour le versant sud (feuilles espagnoles La Jonquera et Portbou), et pour l'ensemble du massif par B. Laumonier (1996). Il apparaît qu'elle ne dépasse pas vers le haut la Formation d'Alós d'Isil (kE1), c'est-à-dire le Cambrien inférieur probable. M. Vilà (2003) a proposé un découpage en quatre *séries* (*Séries Inferior, Intermèdia, Negra et Superior*), partiellement corrélables avec la lithostratigraphie adoptée sur la feuille Argelès – Cerbère.

La série préhercynienne est, à l'échelle de la carte, structurée par le demi-anticlinal hercynien tardif des Albères, orienté WNW-ESE et plongeant vers l'ESE. Elle est assez facilement cartographiable dans la partie orientale du massif, à l'Est de la Massane, malgré les effets des plissements hercyniens tardifs ; en particulier, la limite entre les Formations de Canaveilles et de Cabrils, globalement N-S et pentée vers l'Est, est bien repérable, du moins sur le versant français. En revanche, dans le centre et l'Ouest du massif, du fait de l'intensité du métamorphisme et de l'anatexie, de l'importance du plutonisme et des mylonites décrochevauchantes tardihercyniennes, ainsi que de la rareté et du manque de continuité latérale des niveaux repères, les choses sont nettement moins claires : dans ce domaine, il apparaît illusoire, sauf localement, de cartographier les limites entre les différents membres de la Formation de Canaveilles. Au SW de la faille décroissante alpine de Sant Climent, les deux bandes de métapélites situées au toit du pluton de La Jonquera appartiennent, structurellement parlant,

au flanc Nord-Est du méga-anticlinal tardif du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech).

• **GROUPE DE CANAVEILLES (Édiacarien = « Briovérien supérieur »)**

Le Groupe de Canaveilles correspond à la moitié inférieure de la série préhercynienne et est divisé en deux formations, la **Formation de Canaveilles** à la base, subdivisée en trois ou quatre membres, et la **Formation de Cabrils** au sommet. L'épaisseur de cette séquence, difficile à évaluer, est plurikilométrique.

Des **schistes** (métapélites) monotones plus ou moins métamorphiques (*schistes de Canaveilles*, *schistes de Cabrils*) dérivant de pélites, grauwaqueuses ou non, et des **métagrauwackes**, constituent les lithotypes dominants du Groupe de Canaveilles (**bCo** à **bC3** et **bCB**). Les schistes sont souvent homogènes, mats ou luisants (phyllades), gris sombre, parfois blancs, ou encore verdâtres à la partie supérieure de la séquence, peu métamorphique ; ils sont transformés en micaschistes grossiers, voire en paragneiss migmatitiques, dans les parties les plus profondes. Dans ce fond *schisto-grauwaqueux* s'intercalent des niveaux lithologiquement variés.

– **Niveaux carbonatés (C)** : **marbres calcaires** blancs ou gris, parfois noirs, souvent rubanés et veinés de noir et de blanc, à grain fin et patine gris bleu, bien lités ; **marbres dolomitiques** blancs ou beiges, à grain fin et patine grise, ou bien grossiers et à patine rousse (il s'agit dans ce dernier cas de dolomies secondaires, massives). Dans les zones très métamorphiques, il peut s'agir de véritables cipolins (marbres grossiers à minéraux). Les marbres sont dans l'ensemble moins développés sur la feuille Argelès – Cerbère que dans les feuilles voisines. Ils forment, dans la Formation de Canaveilles uniquement, des horizons plus ou moins continus, d'épaisseur métrique à décamétrique, simples ou multiples et avec intercalaires schisteux.

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

– **Schistes noirs**, graphiteux et pyriteux (**ampélites** ou schistes carburés : *black shales*). Parfois à altérations sulfatées rouges, orangées et jaunes spectaculaires, ces schistes forment des passées métriques à hectométriques. Ils ont un grand développement sur la feuille Argelès – Cerbère, en particulier dans la Formation de Cabrils, mais n'ont pas été cartographiés sur la présente feuille. Des **schistes blancs**, lavés de rouille, sont parfois associés à ces faciès dont ils constituent des variations latérales. Des **schistes sombres**, gris plombé, à patine rouge sombre

ou vert bouteille (schistes subcarburés), font transition entre les métapélites banales et les schistes noirs.

– **Quartzites noirs**, graphiteux (λn). Rares, ces faciès n'ont été cartographiés que là où ils sont particulièrement visibles.

– **Orthoamphibolites** ($\sigma\delta$). Rares, il s'agit de metabasaltes très sombres, en passées subconcordantes (tufs ou sills hypovolcaniques).

– Les roches volcanosédimentaires plagioclasiques plus ou moins remaniées (grès arkosiques grossiers ou fins - **granulés** s.s. et **microgranulés** (Guitard, 1970)) - à granules d'albite de 1 à 5 mm (granulés) ou inframillimétriques (microgranulés), abondants sur les feuilles voisines (Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo), n'ont pas été identifiés formellement sur la feuille Argelès – Cerbère ; dans le massif des Albères, des mylonites de granite ont naguère été confondues avec des granulés (Guitard et Laffitte, 1956). Toutefois, certains grès plagioclasiques fins, en particulier les **Grès de la Tour Madeloc** (GTM), sont assimilables aux microgranulés.

bC. Formation de Canaveilles. Le grand corps orthogneissique de Sorède (*cf. infra*) s'insère dans la Formation de Canaveilles. Par analogie avec ce qui est connu dans les massifs du Canigou et du Roc de France, on peut considérer que l'horizon carbonaté situé à son toit (Calcaires du Pic de la Tourette) est l'équivalent du niveau repère carbonaté M1 de la série type, c'est-à-dire qu'il constitue la base du membre bC1. Sous les orthogneiss de Sorède, à l'Ouest de la zone de faille mylonitique tardive de la Vallée Heureuse, l'épaisse série à dominante de métagrauwackes formant la partie nord-occidentale du massif, très métamorphique et souvent anatectique (migmatites), correspond aux Gneiss de Laroque (bCo), plus profonds. Ce n'est qu'au Sud-Est que l'on peut différencier clairement deux membres (bC1 et bC2) dans la partie inférieure à moyenne de la formation grâce à l'horizon carbonaté du Pic d'Estelle, c'est-à-dire le niveau repère M2 placé à la base de bC2. Sur le versant français du massif, l'horizon carbonaté de la Baillaury, que l'on suit depuis le Coll de Banyuls jusqu'à Collioure, est assimilé au membre supérieur (bC3, niveau repère M3-5 de la série type). Mais le plus souvent, les limites entre les membres bCo, bC1 et bC2 n'ont pas été repérées, et seules des notations générales (bC1-2, bC2-3) ont été portées sur la carte. Au centre-Sud du massif, en territoire espagnol (au Sud et au Sud-Ouest du Pic des Pradets), la limite entre les formations de Canaveilles (bC2-3) et de Cabrils (bCB) est très approximative et il est possible qu'elle soit en partie tectonique ; elle a été tracée sur la base de rares occurrences de gneiss à silicates calciques et de marbres.

bCo. Formation de Canaveilles. Membre inférieur p.p. (Gneiss de Laroque). Métagrauwackes et métapélites (paragneiss ± anatectiques). C'est la *Série Inferior* de Vilà (2003), dont l'épaisseur visible serait de 2 km. Il s'agit d'un ensemble à dominante de métagrauwackes renfermant des intercalations de métapélites et de rares et minces horizons

métacarbonatés se présentant, à l'issue du métamorphisme hercynien, comme des paragneiss catazonaux et des migmatites, des kinzigites, des cipolins (C) au Sud de Montesquieu et des gneiss à silicates calciques (ζ_{sc}). On a rapporté à ce terme l'ensemble des terrains formant la moitié nord-occidentale du massif, entre les failles de la Vallée Heureuse et du Pic Saint-Christophe ; ils prennent place de manière plus ou moins stratoïde sous les orthogneiss de Sorède à l'Est. Un temps rapportés à un socle cadomien, les **Gneiss de Laroque** sont aujourd'hui interprétés comme le terme le plus profond et par ailleurs le plus métamorphique de la série de Canaveilles. On peut les observer dans de bonnes conditions le long des pistes au Sud de Laroque et de la Vallée Heureuse.

bC1, bC2, bC1-2. Formation de Canaveilles. Membres inférieur p.p. et moyen. Métapélites grauwackeuses. Dans cet ensemble à dominante de métapélites (micaschistes à sillimanite ou cordiérite-andalousite) situé au-dessus des orthogneiss de Sorède, les métagrauwackes sont subordonnées. Outre les *Calcaires du Pic de la Tourette* situés au toit des orthogneiss de Sorède (assimilés au niveau repère M1, base de bC1, cf. supra), la seule intercalation carbonatée remarquable est l'*horizon du Pic de l'Estelle* (niveau repère M2, base de bC2), qui associe marbres calcaires (C), gneiss et quartzites à silicates calciques (ζ_{sc} , χ_{sc}) et orthoamphibolites metabasaltiques ($\sigma\delta$) en sills plus ou moins concordants ; cet horizon se retrouve ponctuellement au NE du Mas Christine où des orthoamphibolites associées à des roches à silicates calciques sont connues depuis longtemps (Jauzein, 1953). Il existe aussi une intercalation remarquable de quartzite noir (χ_n) dans bC1. Cet ensemble correspond à peu près à la *Série Intermedia* de Vilà (2003), épaisse de 1,5 km.

bC3. Formation de Canaveilles. Membre supérieur. Marbres et métapélites ± sombres. L'*horizon carbonaté de la Baillaury* -le seul bien développé dans le massif des Albères-, simple ou multiple (bC3, niveau repère M3-5 de la série type), est bien repérable, malgré les failles qui en décalent les segments, depuis le Coll de Banyuls au Sud jusqu'à Collioure au Nord, en passant par Pouade, le Mas des Abeilles, le Col de Baillaury, Valbonne, le Col de la Serre et N.-D. de Consolation. Il est constitué de un à trois niveaux de marbre séparés par -et parfois passant latéralement à- des métapélites généralement sombres, voire noires. Il présente un maximum de développement au Sud du Col de Baillaury, en particulier à Pouade, où il forme une épaisse lentille de calcaires dolomitiques massifs et karstifiés. Sur le versant sud du massif, à l'Ouest de la faille du Coll de Banyuls, il disparaît presque totalement, probablement pour des raisons à la fois sédimentaires et tectoniques. Ce terme est l'équivalent approximatif, sur le versant français du moins, de la *Série Negra* de Vilà (2003).

bC2-3. Formation de Canaveilles. Membres moyen et supérieur indifférenciés. Métapélites et marbres. On a regroupé sous cette notation les métapélites modérément métamorphiques à intercalations de

marbres situées sous la faille du Pic Saint-Christophe (Ouest du Roc des Trois Termes notamment) et plus à l'Est (Sud du Pic des Pradets).

bCB. Formation de Cabrils. Métapélites, grès plagioclasiques et schistes noirs. Sur la feuille Argelès – Cerbère, la Formation de Cabrils, sauf à son sommet, est remarquable par le grand développement qu'y prennent les schistes noirs, en particulier près de la crête-frontière du Coll de Banyuls à Port-Bou et sur le versant espagnol. Ils sont associés, latéralement et verticalement, à des pélites sombres plus ordinaires. Ils renferment quelques niveaux de **quartzites à silicates calciques** (χ_{sc}), près du Mas Peroutet (SW de Banyuls) par exemple, et de minuscules occurrences de calcaires (SW du Coll de Teixó, sur le versant espagnol). L'ensemble correspond *pro parte* à la partie inférieure de la *Série superior* de Vilà (2003). Dans la partie haute de la Formation de Cabrils s'individualise un horizon puissant de 100 à 200 m de grès plagioclasiques à grain fin d'affinité volcanosédimentaire (microgranulés), clairs, organisés en bancs centimétriques à métriques, à minces intercalaires pélitiques (**Grès de la Tour Madeloc**, *GTM*; Laumonier, 1996). Il est particulièrement bien marqué sur la crête de la Tour Madeloc mais se suit quasiment en continu sur une douzaine de kilomètres depuis Cerbère jusqu'au Coll del Mollo, constituant un niveau repère majeur pour cette partie du massif. Il semble disparaître vers le Nord et n'a pas été identifié sur le versant sud du massif. Il est surmonté par des pélites banales, claires et plus ou moins rubanées, difficiles à séparer de celles de la Formation d'Alós d'Isil susjacente (*cf. infra*). À l'Ouest du massif, au Sud-Ouest de la faille du Pic Saint-Christophe, l'encaissant des granites et des diorites de l'Albère a été attribué à la Formation de Cabrils, comme sur la feuille voisine de Céret, avec quelque doute. L'épaisseur de la Formation de Cabrils, et notamment celle des schistes noirs, entre sa base et l'horizon de la Tour Madeloc, augmente considérablement du Nord vers le Sud. Cependant, la très grande surface d'affleurement de la Formation de Cabrils au Sud-Est et au Sud, de part et d'autre de la crête frontière en particulier, a clairement en partie une cause tectonique (intensité des plis tardifs, *cf. infra*).

• GROUPE DE JUJOLS (*Cambrien sensu lato*)

De manière générale, par rapport au Groupe de Canaveilles, le Groupe de Jujols marque une rupture importante des conditions de sédimentation : disparition de la composante volcanique plagioclasique, apparition de nouveaux lithotypes (microconglomérats : quartzarénites grossières et quartzwackes) et généralisation progressive des argilo-siltites rubanées verdâtres (du type *schistes de Jujols*). De la Cerdagne au Vallespir (feuilles Saillagouse, Mont-Louis et Prats-de-Mollo), dans le massif du Cap de Creus et ponctuellement dans le massif des Albères (Cap Cerbère en particulier), le Groupe de Jujols débute par la **Formation de Tregurà** (KT), bréchiq ue et/ou carbonatée, possiblement discordante sur la Formation de Cabrils dans le massif du Cap de Creus (Carreras et Druguet, 2013), mais apparemment concordante dans celui des

Albères. Sur la feuille Argelès – Cerbère cependant, en l'absence de la Formation de Tegurà sauf précisément vers Cerbère, la limite entre les deux groupes est imprécise. Le reste du Groupe de Jujols est essentiellement représenté par la **Formation d'Alós d'Isil (kE₁)**, c'est-à-dire le Membre inférieur de la Formation d'Évol, les termes plus récents, et notamment la Formation de Jujols (kJ), manquant.

bCB-kE₁. Formations de Cabrils et d'Alós d'Isil indifférenciées. On a indiqué par la notation bCB-kE₁ les terrains peu métamorphiques formant la bande pélitique développée au toit du corps principal du pluton de La Jonquera (Sierra Falguers), dans la mesure où les brèches de la Formation de Tegurà (kT) s'y intercalent ponctuellement, au SW du Collado de l'Oleda.

kT. Formation de Tegurà. Brèche synsédimentaire. La Formation de Tegurà est représentée par une brèche synsédimentaire ravinante, plurimétrique, jaunâtre, à éléments plus ou moins anguleux, schisteux, silteux et calcaires, peut-être phosphatés, centimétriques, pris dans une matrice gréseuse quartzofeldspathique plus ou moins carbonatée : c'est le *Conglomérat du Cap Cerbère* (Llac, 1973), qui affleure sur 1 500 m de la pointe Nord du Cap au Mas Nadal (NW de Cerbère) et qui permet dans ce secteur de séparer précisément les Formations de Cabrils et d'Alós d'Isil. Un conglomérat (Cirès *et al.*, 1994), à éléments longs de 10-15 cm de quartz, quartzite et pélite, est visible au SW du Collado de l'Oleda, dans l'angle Sud-Ouest de la carte ; il représente clairement la Formation de Tegurà. (*Pour une analyse plus détaillée de la Formation de Tegurà, voir la notice Prats-de-Mollo*).

kE₁. Formation d'Alós d'Isil = Membre inférieur de la Formation d'Évol. Pélites et grésopélites généralement verdâtres et rubanées. Comme il vient d'être dit, l'absence de la Formation de Tegurà sauf à Cerbère ne permet pas d'identifier exactement la base de la Formation d'Alós d'Isil qui a été placée à quelque distance au-dessus de l'horizon de la Tour de Madeloc au passage, souvent marqué dans la topographie par une rupture de pente, entre des faciès gréseux attribués à la Formation de Cabrils et des faciès plus pélitiques et rubanés attribués à la Formation d'Alós d'Isil. Des pélites grises à verdâtres souvent rubanées (alternance centimétrique de siltites jaunâtres et d'argilites plus sombres) et des grésopélites à lits gréseux plus épais constituent l'essentiel de cette formation. Les pélites rubanées sont semblables aux véritables *schistes de Jujols* (voir feuille Céret, par exemple), absents de la feuille Argelès – Cerbère. Des **quartzarénites grossières en lentilles** et des quartzwackes à grains de quartz millimétriques blanc ou limpide et clastes pélitiques gris, classiquement connus sous le nom de « **microconglomérats** » (1), se rencontrent dans cette série, de manière discrète, près de la base (Peyrefite, batterie de la Galline à l'Est de la Tour Madeloc, Cap Béar) ou plus haut (grosse lentille au Cap Oullestrell)¹ ;

¹ Sur la carte, ces lentilles sont figurées avec une couleur très proche de celle utilisée pour les leucogneiss, ce qui les rend difficile à repérer.

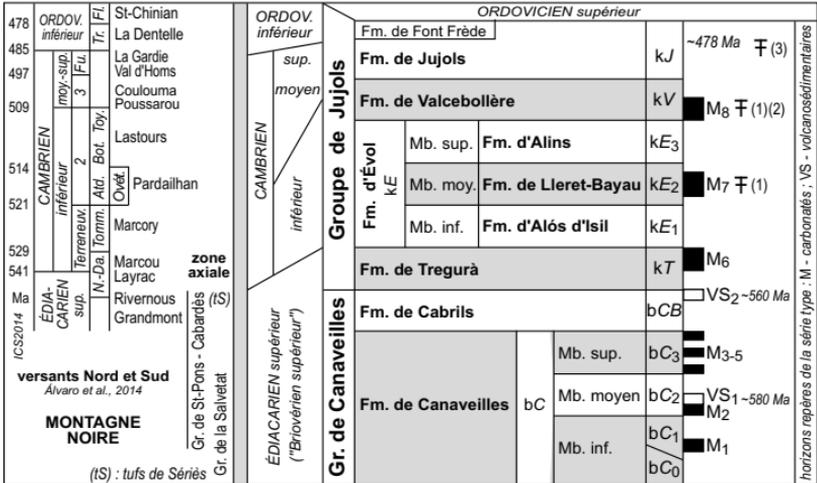


Fig. 4 - Corrélations entre les terrains pré-hercyniens des Pyrénées orientales et de la montagne Noire

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

rares sur la feuille Argelès – Cerbère, ils sont cependant caractéristiques de la Formation d'Évol dans l'ensemble des Pyrénées centro-orientales. La Formation d'Alós d'Isil correspond à la *série du Mas Patiràs* du versant sud du massif des Albères (Carreras *et al.*, 1994 ; voir schéma structural), où les lentilles grésomicroconglomératiques typiques sont plus nombreuses, et donc *pro parte* à la *Série superior* de Vilà (2003). On a rapporté à kE_1 la bande schisteuse de la Sierra del Calze située au toit du pluton de La Jonquera, sous la faille de Sant Climent, ainsi que par continuité avec la feuille Céret, malgré leur faciès peu caractéristique, les schistes du gradin de faille situé au pied nord des Albères, de Montesquieu à Laroque-des-Albères.

Âge de la série préhercynienne. Le Groupe de Canaveilles étant azoïque, son âge est seulement connu par la datation en U-Pb sur zircons des niveaux volcanosédimentaires (*granulés*) VS₁ et VS₂ des feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech, ainsi que dans le massif du Cap de Creus ; ces âges, assez imprécis, vont de ~ 580 Ma à ~ 560 Ma (Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Casas *et al.*, 2015 ; voir *Annexe Géochronologie* et discussion dans la notice Prats-de-Mollo). Le Groupe de Canaveilles peut donc être globalement rapporté à l'Édiacarien supérieur (583-542 Ma ; Narbonne *et al.*, 2012). Cette conclusion est renforcée par les âges de ~ 560-553 Ma (Castiñeiras *et al.*, 2008) et ~ 533 Ma (Cambrien inférieur) de quelques métagranites intrusifs dans la partie basale (bCO) de la Formation de Canaveilles (feuilles Arles-sur-Tech et Argelès – Cerbère ; massif du Cap de Creus). La Formation de Tegurà pourrait dater de l'Édiacarien terminal (550-542 Ma ; Narbonne *et al.*, 2012) voire du Cambrien basal (discussion *in* notice Prats-de-Mollo). La Formation d'Alós d'Isil peut être attribuée au Cambrien inférieur, sur la base de rares fossiles trouvés sur les feuilles Arles-sur-Tech (archéocyathes de l'Ovétien supérieur dans la Formation de Terrades, corréléable à la Formation d'Évol ou peut-être à celle de Valcebollère) et Céret (acritarches du Cambrien inférieur élevé dans la Formation de Valcebollère susjacente).

Plutonisme préhercynien (Cambrien inférieur à Ordovicien moyen)

Des orthogneiss dérivant de vieilles roches plutoniques felsiques sont connus dans le massif des Albères. Ils sont intercalés à trois niveaux de la série-préhercynienne, ce qui permet de distinguer :

- des **gneiss inférieurs**, dans les Gneiss de Laroque (bCO) : petits corps d'orthogneiss métagranitiques riches en enclaves et passées dioritiques (orthoamphibolites) ;
- des **gneiss intermédiaires**, dans le Membre inférieur de la Formation de Canaveilles (entre bCO et bC₁) : orthogneiss œillés à biotite (Gneiss de Sorède et corps plus petits situés plus au Sud) ;

– des **gneiss supérieurs**, dans les Formations de Cabrils et d'Alós d'Isil : leucogneiss en sills et dykes (Gneiss de la Tour de Carroig), métaporphyroïdes (Banyuls).

• **PLUTONISME FINICADOMIEN ? (Cambrien inférieur ? ~ 533 Ma)**

ζγη. **Gneiss ± œillés à nombreuses enclaves d'orthoamphibolite (métagranite à biotite et enclaves dioritiques)**. On rapporte au magmatisme fini-cadomien un certain nombre de petits corps gneissiques inférieurs intrusifs dans la base de la Formation de Canaveilles (bCO), remarquables par leur richesse en enclaves et passées d'orthoamphibolites métadioritiques synchrones, et dont l'un est daté de ~ 533 Ma. Les affleurements les plus explicites sont le long de la piste du ravin de la Font de l'Orry (Sud de Sorède).

Âge du plutonisme fini-cadomien. Le métagranite de Balma Corba est daté de 533 ± 3 Ma en U-Pb sur monozircons, soit du Cambrien inférieur ancien (Cocherie, 2010 ; voir *Annexe Géochronologie*). Cet âge, qui pourrait avoir été un peu rajeuni (le métagranite est partiellement fondu, ses monazites donnant un âge hercynien, cf. *infra*), est à rapprocher des âges cadomiens/édiacariens de 560 ± 7 Ma du Gneiss du Mas Blanc (feuille Arles-sur-Tech) et de 553 ± 4 Ma du Gneiss de Port de la Selva, dans le massif du Cap de Creus (Castineiras *et al.*, 2008), ou mieux encore de l'âge cambrien inférieur (540-520 Ma) de certains orthogneiss du massif de l'Agly (P. Olivier, 2014, comm. pers.).

• **PLUTONISME SARDE (Ordovicien inférieur-moyen, ~ 472-460 Ma)**

Les gneiss intermédiaires forment le *massif de Sorède* (environ 5×3 km) et quelques petits massifs satellites, notamment celui du Pic des Quatre Termes, de part et d'autre de la frontière. Les gneiss supérieurs forment des corps de petite taille intrusifs dans les Formations de Cabrils ou d'Alós d'Isil (leucogneiss, porphyroïdes). Ces gneiss, généralement œillés, sont tout à fait comparables aux gneiss G1 de type Carança, aux gneiss G2 et aux gneiss G3 des massifs du Canigou et du Roc de France (Guitard, 1970 ; voir *notices Prats-de-Mollo, Céret et Arles-sur-Tech*) et comme eux se sont mis en place à l'Ordovicien inférieur-moyen, vers 475-470 Ma (cf. *infra*).

οζγ⁴. **Gneiss grossiers, œillés ou non, relativement sombres (gneiss G3 : métagranite à biotite)**. Il s'agit de gneiss biotitiques, donc relativement sombres, œillés ou non, par ailleurs identiques aux gneiss G3 du Canigou (feuille Prades) et comme eux dérivant de granites ou de granodiorites à biotite, porphyroïdes ou non. Dans le massif de Sorède, ils apparaissent au plancher des gneiss G2 ; ils affleurent bien également au Sud du Domaine des Albères.

$\sigma\zeta\gamma^{1-3}$. **Leucogneiss (gneiss G1 : métaleucogranite à muscovite \pm biotite) et gneiss œillés grossiers assez clairs (gneiss G2 : métamonzogranite porphyroïde à biotite et texture rapakivi) : Gneiss de Sorède.** Dans le cas des corps les plus volumineux (massif de Sorède, Pic des Quatre Termes, etc.), il s'agit clairement d'anciennes intrusions plutoniques plus ou moins laccolitiques. Les Gneiss de Sorède sont d'une manière générale très semblables aux gneiss œillés du Canigou ou du Roc de France (voir notices Prades et Arles-sur-Tech pour une description détaillée) et comme eux dériveraient de monzogranites porphyroïdes à biotite et à texture rapakivi.

$\zeta\gamma^{1-2}$. **Leucogneiss grossiers \pm œillés (gneiss G1 : métaleucogranite à muscovite \pm biotite en petits corps, sills ou filons),** porphyroïdes (méta-microgranites en filons). Les gneiss supérieurs sont des métafelsites rencontrées en minces passées plus ou moins concordantes dans la Formation de Cabrils ou la Formation d'Alós d'Isil (zone frontière et versant Sud, Est de la Tour Madeloc, Banyuls). Les leucogneiss des corps les plus volumineux, tels celui de la Tour de Carroig sur la crête frontière, semblent identiques aux gneiss intermédiaires de type Sorède. Ces roches, dans la zone à chlorite du métamorphisme hercynien, peuvent avoir un aspect un peu cataclastique (protogine) du fait d'une recristallisation modérée et montrer à leur contact des traces de métamorphisme confirmant leur caractère intrusif. Les porphyroïdes sont des roches à altérations blanches lavées de rouille à petits grains rares ou nombreux de quartz hexagonaux et de feldspath noyés dans un fond de grain très fin quartzo-feldspathique et micacé, bien visibles par exemple aux environs immédiats de Banyuls (Jauzein, 1953) et de Port-Bou. Ces porphyroïdes doivent en partie au moins leur aspect porphyrique à une moindre recristallisation que les autres gneiss, car ils sont situés dans la zone à chlorite. L'interprétation de ces roches est plus problématique que celle des gneiss intermédiaires. Elles ont été décrites comme des rhyolites (Jauzein, 1953 ; Llac, 1973), des porphyroïdes acides (Cirès *et al.*, 1994), des tufs rhyolitiques ignimbritiques (Navidad et Carreras, 1995 ; Navidad, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Berástegui et Losantos, 2001) ou encore comme des dykes subvolcaniques (Berástegui et Losantos, 2001 ; Liesa *et al.*, 2011). Il s'agit plus probablement de sills microgranitiques peu profonds, compte tenu de leur âge ordovicien (*cf. infra*) et de leur gisement à l'échelle de la carte : en effet, les porphyroïdes sont obliques sur la limite entre les Formations de Cabrils et d'Alós d'Isil. L'existence de véritables volcanites interstratifiées dans la série reste à démontrer.

Âge du plutonisme sarde. Depuis une dizaine d'années, dans les Pyrénées orientales (feuilles Prades, Prats-de-Mollo, Arles-sur-Tech, Ax-les-Thermes), les plus grands orthogneiss métagranitiques ont été datés en U-Pb sur monozircons de 477-470 Ma environ (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Denèle *et al.*, 2009 ; Liesa *et al.*, 2011 ; voir *Annexe Géochronologie*), soit de l'Ordovicien inférieur (Floien = « Arenig » *p.p.*). En

conséquence, il s'agit de laccolites mis en place dans la Formation de Canaveilles fini-protérozoïque (Laumonier *et al.*, 2004). Toutefois, des âges plus jeunes ont été proposés pour des gneiss apparemment du même type (Casas *et al.*, 2010 ; Martínez *et al.*, 2011). Certains âges sont encore proches des précédents (469-462 Ma ; Dapingien-Darriwilien = Ordovicien moyen) ; d'autres sont significativement plus jeunes (457-451 Ma ; Sandbien et Katien inférieur = Caradoc = Ordovicien supérieur *p.p.*). Ceci pose le problème de la contemporanéité des métagranites les plus jeunes et des volcanites de l'Ordovicien supérieur, datées de ~455-450 Ma dans les Aspres (feuille Céret) et les Chaînes côtières catalanes (Navidad *et al.*, 2010), et donc celui de l'existence d'un épisode plutonique de longue durée (475-450 Ma) ou au contraire de deux épisodes magmatiques distincts, l'un ordovicien inférieur-moyen (475-460 Ma) et l'autre ordovicien supérieur (455-450 Ma) ; en toute rigueur, seul le premier mériterait le qualificatif de sarde.

Sur la feuille Argelès – Cerbère (voir *Annexe Géochronologie*), cinq âges radiométriques sont disponibles pour :

- le métagranite de Sorède : $470,4 \pm 3,1$ Ma (SHRIMP) (Liesa *et al.*, 2011) ;
- les zircons hérités du leucogranite hercynien de Roc Planer : 460 ± 14 ou 447 ± 3 Ma (LA-ICP-MS) ;
- les métaporphyres (porphyroïdes) du secteur Colera - Port-Bou : $472,0 \pm 3,0$ et $465,0 \pm 4,3$ Ma (SHRIMP) (Liesa *et al.*, 2011) ; le métaleucogranite de la Tour de Carroig : 464 ± 9 Ma (LA-ICP-MS).

Les âges de 472-460 Ma (Ordovicien moyen) se rangent parfaitement dans le plutonisme ordovicien inférieur-moyen (477-460 Ma) est-pyrénéen, ce qui confirme la très grande importance de ce dernier. Les porphyroïdes (~470-465 Ma), s'il s'agissait de véritables volcanites interstratifiées dans la série, impliqueraient que les Formations de Cabrils et d'Alós d'Isil et a fortiori la Formation de Jujols soient médio-ordoviciennes, ce qui est hautement improbable. Il faut en conclure qu'il s'agit bien de roches intrusives de type microgranite mis en place à faible profondeur car à ce moment l'érosion médio-ordovicienne avait peut-être déjà fait disparaître une partie importante de la série préhercynienne. Toutefois, il est difficile d'exclure formellement que certains des porphyroïdes du secteur de Banyuls ne puissent représenter de véritables volcanites interstratifiées dans la Formation d'Alós d'Isil, d'âge cambrien inférieur ; seule une datation directe de ces roches permettrait de lever cette indétermination. Enfin, il est à noter que les âges hérités dans le leucogranite de Roc Planer, 445-450 Ma, correspondent à l'Ordovicien supérieur².

² Selon M. Expert (2014), un orthogneiss anatectique de la région de Lavall fournirait des âges U-Pb sur zircons (LA-ICP-MS) de ~465 Ma et ~442 Ma, les premiers pouvant être hérités, ce métagranite s'étant alors mis en place à l'Ordovicien supérieur.

Géochimie du plutonisme sarde. Les données géochimiques restent limitées sur les métagranites de la feuille Argelès – Cerbère (Fonteilles et Guitard, 1987 ; Navidad et Carreras, 1995 ; Debon *et al.*, 1995 ; Vilà, 2003 ; Castiñeiras *et al.*, 2011 ; Liesa *et al.*, 2011). Si elles apportent quelques informations pour leur caractérisation et leur origine, elles ne permettent pas une approche géochimique détaillée. La composition en éléments majeurs des orthogneiss varie de granodioritique à granitique ($\text{SiO}_2 > 68\%$; $6 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8\%$) avec un caractère nettement alumineux ; néanmoins, Fonteilles et Guitard (1987) ont envisagé que cet excès d'alumine puisse être un caractère acquis au cours des recristallisations métamorphiques. Les données sur la composition en éléments traces montrent des teneurs en Zr > 170 ppm, mais des teneurs basses en Nb (5-11 ppm) et Th (10-23 ppm) ; il n'y a pas de données sur les Terres Rares, à l'exception du Ce. Les données isotopiques relatives à l'orthogneiss de Sorède ($\delta^{17}\text{O}$) indiquent une origine crustale avec des valeurs de ϵNd_t de -5,8 et -4,8 (Vilà, 2003). Les porphyroïdes rhyolitiques ($\delta^{17}\text{O}$) sont des roches riches en silice et alcalins ($73 < \text{SiO}_2 < 76\%$; $5 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8\%$), pauvres en calcium et à corindon normatif, analogues aux leucogranites. Leurs spectres de Terres Rares sont peu fractionnés avec une teneur en Terres Rares légères faible et une anomalie en Eu marquée ; les spectres multiélémentaires sont caractérisés par des anomalies négatives en Nb, P et Ti.

Des données d'analyses d'éléments-traces *in situ* sur zircon des orthogneiss de Sorède et des porphyroïdes (Castiñeiras *et al.*, 2011) montrent la similitude entre ces deux formations d'une part et avec les gneiss du Cadi (feuille Prades) d'autre part. La décroissance des rapports Th/U et Eu/Eu* à teneurs en Hf croissantes suggèrent une évolution par cristallisation fractionnée impliquant notamment le plagioclase. D'une façon globale, les données géochimiques indiquent une origine du plutonisme préhercynien par fusion partielle de la croûte continentale.

Formations plutoniques hercyniennes finicarbonifères (~ 310-300 Ma)

Les granitoïdes hercyniens occupent de larges surfaces dans l'angle Sud-Ouest de la carte, dans l'unité du Roc de France, et dans le Sud-Ouest et le centre du massif des Albères. Ce plutonisme est très varié puisqu'il est constitué principalement de roches felsiques (tonalites, granodiorites, granites et leucogranites) mais aussi de roches mafiques (diorites, gabbros), voire ultramafiques. Il a été étudié par P. Laffitte (1958), A. Autran *et al.* (1970), A. Cocherie (1984), A. Autran et A. Cocherie, *in* F. Debon *et al.* (1996), J. Cirés *et al.* (1994), A. Malló *et al.* (1995), M. Vilà (2003) et M. Vilà *et al.* (2004, 2005).

Les roches plutoniques forment quatre grands ensembles :

- dans le massif du Roc de France, l'extrémité nord-orientale - le toit - du pluton de La Jonquera, principalement développé sur la feuille Arles-sur-Tech ;
- le massif d'El Castellar, au toit de la faille de Sant Climent ;
- au Nord-Ouest du précédent, le complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère, qui se poursuit sur la feuille Céret ;
- dans le domaine métamorphique du massif des Albères, de très nombreux petits corps et filons de leucogranites, aplites et pegmatites.

Selon Vilà *et al.* (2005), il est possible de définir trois suites magmatiques distinctes assez bien séparées spatialement :

- les tonalites, granodiorites, monzogranites et leucogranites du pluton de La Jonquera ;
- les diorites quartziques et les gabbros du complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère ;
- les granites du pluton d'El Castellar et le cortège des leucogranites-pegmatites de la partie profonde du massif des Albères.

Les conditions de mise en place sont discutées au chap. *Évolutions géologiques*.

Pluton d'El Castellar et leucogranites du cœur du massif des Albères

Le pluton d'El Castellar (ainsi nommé d'après le Castillo de Requesens, au milieu du massif) forme un petit pluton allongé, principalement encaissé dans la Formation de Cabrils du revers Sud-Ouest du massif des Albères ; il est coupé à sa base par la faille (alpine) de Sant Climent. Il est composé majoritairement de monzogranites, accessoirement de leucogranites, et renferme de nombreux dykes de pegmatite. Au Nord-Ouest, il contient d'assez nombreuses enclaves métasédimentaires de grande taille et s'associe étroitement au complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère.

La partie sud-est et supérieure du pluton est remarquable par son caractère porphyroïde et orienté NW-SE, parallèlement à la schistosité de l'encaissant. La partie nord-ouest et inférieure du pluton (granite de Requesens) est pétrographiquement variée : aux monzogranites à biotite sont associées des granodiorites-tonalites, mylonitiques, séparés du granite par la faille décrochevauchante du Puig dels Hommes.

$\frac{M}{p} \gamma_{b}^{3-4}$. **Monzogranite porphyroïde orienté à biotite ± cordiérite-muscovite.** Il s'agit d'une roche à grain grossier, constituée en quantités variables de quartz (environ 34 %), feldspath-K (entre 30 et 35 %), plagioclase (entre 20 et 26 %), biotite (entre 6 et 2 %) et muscovite (entre 3 et 5 %) ou

cordiérite ; zircon et apatite sont les minéraux accessoires principaux. Le feldspath-K se présente habituellement en gros phénocristaux d'orthose perthitique et de microcline (jusqu'à 5 cm) maclés Carlsbad. Les cristaux de plagioclase, automorphes et zonés, montrent une composition s'étendant de An26 (cœurs) à An10 (bordures). Le quartz forme habituellement des cristaux automorphes et des plages subautomorphes. La biotite se trouve sous forme de cristaux subautomorphes isolés ou dans des agrégats de muscovite dans des enclaves micacées. Les deux types de biotites ont des compositions similaires. Les biotites du pluton d'El Castellar sont moins titanifères et plus alumineuses, et ont un rapport Mg/(Mg + Fe) légèrement plus faible (0,23-0,33) que les biotites du pluton de la Jonquera. Les enclaves microgrenues mafiques sont rares. Ces caractéristiques sont proches de celles du granite rose miarolitique de Coustouges (*voir carte et notice Arles-sur-Tech*).

^M γ^3 . **Monzogranite alumineux à biotite \pm cordiérite-muscovite.** Proche du précédent, il s'en distingue par une plus grande variété pétrographique, le caractère non porphyroïde et l'abondance des minéraux accessoires.

^P γ^2 . **Pegmatites, leucogranites alumineux et aplites à biotite-muscovite (« granites périnanectiques »).** Le cœur du massif des Albères présente un champ filonien « périnanectique » exceptionnel, l'un des plus beaux de France. Il est constitué de nombreux corps irréguliers de leucogranites s'étageant de la zone à andalousite-cordiérite à la zone des migmatites. Il s'est mis en place selon une direction globale N110°E, et s'exprime sous la forme de plusieurs centaines de filons lenticulaires de pegmatites ; les plus volumineux sont localisés entre la Tour de la Massane et le Coll del Pal. On rencontre tous les intermédiaires texturaux entre aplites, granites et pegmatites.

Au sein de la zone des migmatites faisant suite à la zone à sillimanite, s'observe une gradation de taille depuis des leucosomes d'échelle centimétrique jusqu'à des stocks de leucogranite d'échelle kilométrique. Les petites taches et lentilles (1 à 10 cm d'épaisseur) de leucosome sont distribuées dans un encaissant constitué de mélanosome et mésosome (métatexites). Aux niveaux les plus profonds, en raison d'un accroissement de la proportion de matériel fondu, orthogneiss et métasédiments migmatitiques deviennent nébulitiques et les structures prémigmatites deviennent floues ou même effacées (diatexites). Il est à noter que dans cette zone des migmatites, les corps de leucogranites anatectiques de petite à moyenne taille peuvent présenter des contacts diffus avec les mésosomes et les mélanosomes issus de la fusion des métasédiments et orthogneiss. L'ensemble de ces structures renforce l'hypothèse d'un lien étroit entre le métamorphisme régional de fort degré et ce type de « granites périnanectiques », la coalescence de leucosomes lenticulaires donnant naissance à des corps de plus grande taille.

Les leucogranites anatectiques sont composés principalement de quartz, oligoclase (An11-26) et microcline. Les leucogranites à biotite-muscovite sont le type pétrographique plus répandu, avec tourmaline, grenat, cordiérite et sillimanite. Leur texture est grenue, quoique variable en taille, allant d'aplites à des roches à gros grain. Les pegmatites associées peuvent aussi contenir une grande diversité de minéraux accessoires tels que biotite, muscovite, tourmaline, grenat, cordiérite, sillimanite et andalousite. Les cristaux de biotite (moins de 6 % du volume) ne sont généralement pas orientés, mais définissent parfois une foliation magmatique. Les données de terrain et des observations microscopiques suggèrent qu'une proportion significative de la biotite dans les leucogranites représente des cristaux restitiques héritées de la source métamorphique (métasédiments et orthogneiss), bien que recrystallisés. Cependant, on rencontre aussi des cristaux de biotite automorphes, d'origine clairement magmatique, qui présentent une composition moins alumineuse que celles du protolite métamorphique. Le rapport $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$ des biotites de leucogranites varie entre 0,25 et 0,5, avec une teneur en aluminium allant de 1,5 à 1,85 p.f.u. et une teneur en Ti entre 0,12 et 0,2 p.f.u. Les biotites les moins magnésiennes ont une composition similaire à celles des (leuco)granites d'El Castellar. Le grenat se présente habituellement sous la forme de grains automorphes, avec quelques inclusions. Il est très riche en spessartine (jusqu'à 20 %) et n'est pas zoné. Ces grenats sont différents de ceux observés dans les mélanosomes qui sont, pour leur part, subautomorphes, souvent ourlés par une couronne de cordiérite, appauvris en Fe et Mn et enrichis en Mg. La cordiérite, couramment pinnitisée, apparaît généralement comme une phase xénomorphe à automorphe en contact avec les grains de biotite. Chlorite et muscovite sont les principaux minéraux secondaires.

Le champ de pegmatites du massif des Albères comprend quatre principaux types pétrographiques distribués en quatre zones concentriques autour des granites anatectiques (Malló *et al.*, 1995), formant un dispositif très proche de celui décrit dans le massif du Cap de Creus par M. Corbella et J.-C. Melgarejo (1990) :

- des pegmatites non minéralisées (type I) caractérisées par un cœur constitué de quartz et microcline en association graphique ; ce sont les plus abondantes mais la plupart sont de petite dimension (épaisseur centimétrique et extension plurimétrique) ; elles se localisent en position interne dans les leucogranites à muscovite-biotite et au contact des schistes de la zone à sillimanite-feldspath-K ;
- des pegmatites intermédiaires présentant la même structure interne et les mêmes phases principales que les précédentes, mais contenant des phosphates de Li-Fe-Mn, du chrysobéryl et de rares oxydes à Nb-Ta et U (type II) ; leur dimension est plus importante atteignant 200 m de longueur ; elles se répartissent autour des leucogranites dans les zones à sillimanite-feldspath-K et à sillimanite-andalousite ;

– des pegmatites proches des précédentes mais contenant, outre des phosphates de Li-Fe-Mn et du béryl, de plus grandes quantités d'oxydes à Nb-Ta et U (type III) ; elles se différencient par un cœur de quartz bien développé et une nette albitisation ; leur extension est variable, de quelques mètres à 300 m ; elles se rencontrent dans la zone à andalousite ;

– des pegmatites à muscovite-quartz-albite fortement minéralisées en Be, Nb-Ta et Terres Rares (type IV) ; elles se caractérisent par l'intercroissance de l'albite et du quartz, la fréquence des veines à quartz-muscovite, l'absence du feldspath-K et la présence de graphite ; elles sont de petites taille (épaisseur centimétrique et extension métrique) et se localisent en périphérie du champ de pegmatite.

Pluton de La Jonquera

D'une superficie d'environ 370 km², le grand pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera, se trouve pour l'essentiel sur la feuille Arles-sur-Tech (voir aussi les feuilles Maçanet de Cabrenys et La Jonquera). Il a été décrit par A. Autran *et al.* (1970), A. Cocherie (1985), J. Cirés *et al.* (1994), M. Liesa *et al.* (1994), A. Autran et A. Cocherie, in F. Debon *et al.* (1996), M. Vilà (2003), M. Vilà *et al.* (2005), E. Druguet *et al.* (2008) et C. Aguilar *et al.* (2014). Seule une partie du massif de La Jonquera, qui constitue la moitié orientale du pluton, est visible sur la carte Argelès – Cerdère dans son angle Sud-Ouest.

Le pluton de La Jonquera est un laccolite épais de plusieurs kilomètres. Le mur du pluton, intrusif de manière remarquablement concordante dans la Formation de Canaveilles, est bien exposé sur la feuille Arles-sur-Tech grâce à la fenêtre d'érosion déterminée par l'anticlinal tardihercynien du Roc de France, qui déforme conjointement les gneiss du Roc de France, les micaschistes mésozonaux et le pluton. Le toit du laccolite est visible dans l'angle Nord-Est de la carte Arles-sur-Tech et sur la carte Argelès – Cerdère, où il recoupe de manière subconcordante les Formations de Cabrils et d'Alós d'Isil. Vers le NE, le toit du pluton et son encaissant disparaissent sous la faille (alpine) de Sant Climent. Le pluton de La Jonquera, et spécialement sa partie supérieure, est vigoureusement affecté par des zones mylonitiques NW-SE dextres-inverses, notamment celle du Perthus. Ces mylonites masquent, mais n'effacent pas totalement, les foliations magmatiques parallèles aux épontes du pluton, qui en soulignent la structure laccolitique, et les linéations NE-SW associées.

La base et le cœur du pluton sont constitués, principalement, de tonalites et de granodiorites à biotite-hornblende. À la partie supérieure, plus variée, s'ajoutent des granodiorites et des monzogranites à biotite. L'ensemble est recoupé par de nombreux petits corps de leucogranites à biotite-muscovite.

Tonalite et granodiorite à biotite-hornblende. Les tonalites montrent toujours une structure planaire bien marquée et sont caractérisées par leur richesse en biotite et hornblende. Elles passent graduellement, notamment

dans la partie supérieure du laccolite, à des granodiorites claires de même minéralogie, principalement par baisse de la quantité de ferromagnésiens. À leur toit, elles développent une auréole de métamorphisme de contact de quelques centaines de mètres d'épaisseur dans l'encaissant épizonal.

γ_{bh}^{4-5} **Tonalite à biotite-hornblende.** Les tonalites à biotite-hornblende renferment des quantités variables de quartz et de feldspath-K et se distinguent des granodiorites à biotite-hornblende par la présence de cristaux de plagioclase d'une taille de 5 à 10 mm. Les minéraux essentiels sont le plagioclase, le quartz, le feldspath-K, la biotite et la hornblende ; les minéraux accessoires les plus importants sont le zircon, l'apatite, l'allanite et la titanite. Le feldspath-K est identifié comme du microcline, il est généralement perthitique. La bordure des plagioclases au contact du feldspath-K est fréquemment ourlée de myrmékites. La hornblende, généralement de petite taille, revêt un habitus prismatique et apparaît en proportions variables, communément regroupée en agglomérats de cristaux ; dans certains cas, elle se présente sous la forme de cristaux isolés facilement reconnaissables à l'œil nu, avec une taille pouvant excéder 1 cm. Le zircon et l'apatite sont automorphes et fréquemment inclus dans les autres minéraux de la roche, notamment le plagioclase, la biotite et la hornblende. Localement, les tonalites renferment des enclaves microgrenues à grain fin de composition quartz-dioritique à dioritique, arrondies et ne dépassent pas généralement 20 cm de diamètre. Des structures de déformation magmatique, locales, sont soulignées par la déformation des enclaves (elliptiques) et par l'alternance de bandes centimétriques de minéraux clairs et sombres.

γ_{bh}^4 **Granodiorite à biotite-hornblende.** Les granodiorites à biotite-hornblende sont des roches à grain moyen qui ont une composition proche de celle des tonalites. Elles s'en distinguent toutefois par leur indice de coloration et un contenu en minéraux accessoires moindre. Les minéraux essentiels sont le plagioclase, le feldspath-K, le quartz, la biotite et la hornblende. Les minéraux accessoires les plus importants sont l'apatite, le zircon, l'allanite et les opaques. Le feldspath-K est, dans la majorité des cas, du microcline ; il se présente soit en phénocristaux de 10-15 mm de longueur, automorphes et maclés Carlsbad, soit en petits cristaux xénomorphes, interstitiels. Des myrmékites sont couramment présentes au contact entre plagioclase et feldspath-K. La hornblende se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, isolés ou associés à la biotite. La quantité de hornblende est très variable : absente dans les parties les plus leucocrates, elle peut dans certains secteurs, être en proportion supérieure à celle des tonalites. On trouve enfin des enclaves à grain fin de composition quartz-dioritique à dioritique ; elles ne sont pas très abondantes et leur taille ne dépasse jamais 25 cm.

γ_b^4 **Granodiorite à biotite.** La pointe nord d'un petit massif de granodiorite à biotite recoupant les tonalites est visible en limite sud de la carte Argelès – Cerbère. La granodiorite à biotite passe graduellement à la tonalite à biotite-

hornblende (γ_{bh}^{4-5}) vers l'Ouest mais est recoupée par le monzogranite à biotite ($\rho\gamma_b^3$) vers l'Est. Outre l'absence d'amphibole, ce faciès se distingue de la tonalite par un indice de coloration beaucoup plus faible.

$M\gamma_b^3$. **Monzogranite porphyroïde à biotite.** Un stock de granite clair porphyroïde alumineux à cordiérite-muscovite recoupe les granodiorites et les tonalites. Ce faciès est caractérisé par des phénocristaux de feldspath-K (microcline perthitique) de 1 cm de longueur environ. Les autres minéraux principaux sont le quartz, le plagioclase et la biotite ; les accessoires sont l'apatite, le zircon et l'allanite.

γ_{b-bh}^{3-4} . **Granite à biotite et granodiorite à biotite-hornblende très mylonitisés.** Dans la zone très mylonitisée du Perthus, ces différents faciès n'ont pas été distingués.

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

$\rho\mu\gamma^3$. **Microgranite porphyroïde à biotite.** Ce microgranite porphyrique à phénocristaux de quartz, feldspath-K, plagioclase et biotite forme des filons très tardifs parallèles à la foliation régionale. Un filon de ce type est figuré en limite sud de la carte.

Complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère

Les complexes mafiques affleurent sous la forme de stocks constitués principalement de gabbros à amphibole, diorites et tonalites et en moindre quantité de roches ultramafiques (hornblendites et cortlandites). On les rencontre principalement :

- intrusifs dans la Formation de Canaveilles, à la base du laccolite de La Jonquera (feuille Arles-sur-Tech) ;
- dans la Formation de Cabrils, au toit du pluton de La Jonquera ainsi que latéralement au pluton d'El Castellar, entre les massifs du Roc de France et des Albères (Saint-Jean et Saint-Martin-de-l'Albère ; Laffitte, 1958) ;

– plus discrètement dans les migmatites du cœur du massif des Albères (SW de Laroque-des-Albères, par exemple).

ηq. Diorite quartzique ± tonalite et gabbro-diorite. Le grain est grossier à sub-ophitique dans les gabbros à amphibole, et granulaire dans les tonalites. La composition minéralogique de ces roches mafiques et intermédiaires est : plagioclase (entre 60 % et 20 %), quartz (moins de 5 % dans certains gabbros à 17 % dans certaines tonalites), amphibole (25 % à 75 %) et biotite (moins de 15 %) ; les accessoires sont composés d'apatite, ilménite et épidote. Le plagioclase est automorphe à subautomorphe ; il est zoné avec des cœurs An92 dans les gabbros et des bordures An40 dans les diorites et tonalites. L'amphibole dominante est une hornblende magnésienne avec un rapport $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$ compris entre 0,50 et 0,85. Elle forme des amas de cristaux xénomorphes à subautomorphes et montre des figures de zonation complexes. Les amphiboles calciques cohabitent avec des amphiboles magnésiennes ; les cummingtonites primaires montrent habituellement une couronne de Fe-tschemakite. La biotite, généralement associée à l'amphibole, est moins titanifère et plus alumineuse et magnésienne que les biotites des granodiorites de La Jonquera. Le quartz est xénomorphe et interstitiel, tandis que le feldspath-K est absent.

θπ. Gabbro à hornblende-biotite et cortlandite (ultramafite à hornblende-olivine) en cumulats. Les roches ultramafiques forment de très petits corps spatialement liés à des gabbros à hornblende. On observe souvent une transition graduelle des mélagabbros à hornblende à des hornblendites par l'intermédiaire de gabbros à hornblende. Ce sont des roches denses et très sombres dans lesquelles on reconnaît à l'œil nu de grands cristaux d'amphibole (généralement pargasite et édénite) qui constituent près de 50 % du volume. L'observation des lames minces permet d'y reconnaître une texture de type hétéradcumulat où les amphiboles sont poecilites et renferment les phases cumulus précoces ; olivine (Fo 75-79), orthopyroxène (En 80-84) et spinelle. Les amphiboles sont souvent zonées, avec des compositions de pargasite-édénite, hornblende-actinolitique et cummingtonite.

ηδ. Diorite hercynienne mylonitique et/ou orthoamphibolite (métadiorite préhercynienne) en petits corps. Sont figurées sous cet indice des roches dont il n'est pas clair qu'il s'agisse de diorites hercyniennes mylonitiques ou d'amphibolites (métabasaltes préhercyniens).

Q. Filon de quartz. Les filons et veines de quartz blanc, stérile, se rencontrent dans l'ensemble des formations plutoniques hercyniennes, parfois dans les métasédiments. Ils sont beaucoup moins fréquents que dans les massifs voisins (Roc de France et surtout Canigou-Carança).

Géochimie des granitoïdes hercyniens. Les informations géochimiques sont plus abondantes pour le magmatisme hercynien que pour le plutonisme

préhercynien. Elles comprennent des données en roches totales sur les compositions en éléments majeurs et traces et les compositions isotopiques Sr-Nd-O (Autran *et al.*, 1970 ; Cocherie, 1984 ; Debon *et al.*, 1995 ; Vilà, 2003 ; Vilà *et al.*, 2004, 2005) et quelques données sur la composition des zircons (Aguilar *et al.*, 2014). La présentation ci-dessous est pour l'essentiel reprise de Vilà *et al.* (2005) qui utilise les rapports isotopiques calculés sur la base d'un âge de 282 Ma obtenu par A. Cocherie (1984) sur le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans – La Jonquera. Bien que l'âge en soit probablement plus proche de 300 Ma (*cf. infra*), cela n'affecte pas de façon significative les conclusions de l'étude. Trois ensembles magmatiques peuvent être distingués sur la base des compositions chimiques : le Complexe mafique de Saint-Jean-de-l'Albère, les tonalites et granodiorites du pluton de La Jonquera, ainsi que les leucogranites d'anatexie et le pluton d'El Castellar, auxquels peut être rattaché le champ de pegmatites du massif des Albères.

Les roches constituant le complexe mafique (gabbro, diorite, tonalite, hornblendite et cortlandite) montrent des teneurs en SiO₂ s'étalant entre 42 et 49 %, une composition métalumineuse et riche en Sr, distincte de celle des autres groupes. Les rapports isotopiques initiaux du Sr varient de 0,704 à 0,707 et les valeurs de ϵNd_t sont essentiellement négatives (-3,1 à -2,2, un échantillon à +0,6). Leur origine est considérée comme liée à la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique, calco-alcalin, hydraté en raison de l'abondance de la hornblende. Dans ce modèle, les roches ultramafiques, riches en Mg, Ni et Cr, sont interprétées comme des cumulats, et les diorites et tonalites comme les magmas les plus différenciés, les gabbros représentant les compositions les plus proches du magma initial. Sur la base de données de $\delta^{18}\text{O}$ (Cocherie, 1984), M. Vilà *et al.* (2005) considèrent l'hétérogénéité des rapports isotopiques comme plus vraisemblablement liée à la fusion d'un manteau hétérogène.

Les leucogranites d'anatexie affleurant au cœur du massif des Albères et les leucogranites formant le pluton d'El Castellar présentent de fortes similitudes, avec des teneurs en SiO₂ variant de 70 à 76 % et un caractère peralumineux ($1,1 < A/\text{CNK} < 1,2$). Leur composition en éléments majeurs est proche du minimum thermique dans les système Qz-Ab-Or (Autran *et al.*, 1970). Les leucogranites d'anatexie ont des rapports isotopiques du Sr compris entre 0,717 et 0,723 (0,720 pour le leucogranite d'El Castellar) et des ϵNdt compris entre -6,2 et -4,1 (-6,3 pour El Castellar) ; les âges modèles (T_{DM}) varient de 1,5 à 2,2 Ga. L'ensemble de ces valeurs isotopiques sont proches de celles déterminées dans l'engain métamorphique ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ entre 0,712 et 0,720 ; ϵNdt entre -6,4 et -4,8 à l'exception d'une valeur à -12,3 ; TDM entre 1,3 et 1,8 Ga). La similitude des compositions isotopiques suggère que tous ces leucogranites ont une source commune qui pourrait être les métasédiments et orthogneiss de la série métamorphique encaissante.

Les roches du pluton de La Jonquera forment une entité à part du point de vue de leurs caractéristiques chimiques. Les teneurs en SiO_2 s'étalent entre 59 et 77 % avec un chimisme plus ou moins alumineux ($0,9 < A/CNK < 1,1$), calco-alkalin riche en potassium. Les leucogranites du pluton se distinguent des autres par des teneurs en Zr, Ce et Th plus élevées. L'ensemble des faciès montrent des teneurs en Zr et Sr décroissantes à silice croissante, suggérant le fractionnement du zircon et du plagioclase. Les rapports isotopiques initiaux du Sr sont de 0,710 et les ϵNdt sont compris entre -6,8 et -5,8 ($1,2 < T_{\text{DM}} < 1,4 \text{ Ga}$). Les nombreux indices de mélange de magma dans le pluton de La Jonquera et les données isotopiques de l'oxygène ont conduit certains auteurs (Fourcade, 1981 ; Debon *et al.*, 1995) à envisager une origine par mélange entre magmas mafiques et leucogranitiques. À l'inverse, M. Vilà *et al.* (2005), sur la base des données d'éléments majeurs et traces et sur la base d'une comparaison avec les données expérimentales favorisent plutôt un modèle de genèse des magmas parents par fusion d'une croûte inférieure tonalitique suivie de cristallisation fractionnée. Ces derniers auteurs considèrent de plus que l'homogénéité des données isotopiques pourrait indiquer soit des protolites ayant les mêmes rapports Rb/Sr et Sm/Nd lors de la fusion, soit un magma parent commun différencié par cristallisation fractionnée en système fermé.

Les pegmatites du massif des Albères sont peralumineuses et ont un chimisme qui les apparente à la classe des pegmatites à métaux rares. La répartition des minéraux à Nb, Ta et Terres Rares et l'enrichissement en Ta et Mn des colombo-tantalites du type I au type IV suggèrent une origine commune de l'ensemble des pegmatites par fractionnement. L'enrichissement des pegmatites de type IV en Terres Rares en relation avec le développement du graphite est notable et a été utilisé comme guide de prospection. Sur la base d'une distribution des pegmatites en périphérie du dôme migmatitique des Albères, A. Autran *et al.* (1970) ont proposé une origine par fusion de la série métamorphique (pegmatites « péríanectiques »). À l'inverse, A. Malló *et al.* (1995) privilégient, sur la base de l'évolution chimico-minéralogique, une origine par fractionnement de magmas leucogranitiques avec enrichissement des liquides résiduels en volatiles et métaux rares. Ces deux modèles ne sont pas incompatibles.

Âge des granitoïdes hercyniens. Trois âges radiométriques inédits (Guerrot, 2001 ; Cocherie, 2008, 2010 ; voir *Annexe Géochronologie*) sont disponibles sur la feuille Argelès – Cerbère :

– 307 ± 1 Ma en U-Pb par dissolution sur zircons pour une diorite quartzique du complexe de Saint-Jean-de-l'Albère, en limite de la feuille Céret ;

– 310 ± 4 Ma en U-Th-Pb sur les monazites de l'orthogneiss finicadomien anectique de Balma Roca ;

– 298,5 ± 1,8 Ma en U-Th-Pb sur monazites pour le leucogranite de Roc Planer (Nord du Pic Néulos)³.

Sur la feuille voisine Arles-sur-Tech, le pluton de La Jonquera, a dans un premier temps été considéré comme permien sur la base d'une isochrone Rb-Sr (roches totales) à 282 ± 5 Ma (Cocherie, 1984 ; Debon *et al.*, 1996), mais cet âge est généralement considéré comme trop jeune (rajeunissement lié au magmatisme permien ?). Des datations plus récentes en U-Pb sur monozircons pour des granodiorites de la partie orientale du pluton donnent des âges finicarbonifères (Stéphano-Autunien) plus conformes à ce qui est connu ailleurs : 295 ± 7 Ma (Maurel, 2003), âge minimum recalculé à 299 ± 6 Ma (*voir notice Arles-sur-Tech*) ; 305,0 ± 2,1, 303,6 ± 2,5 et 301,2 ± 2,4 Ma (âge moyen : 303 ± 3 Ma ; J.-L. Paquette, inédit). Par ailleurs, selon deux âges Ar-Ar sur hornblende et biotite respectivement (Maurel, 2003), le pluton de La Jonquera se serait refroidi, très rapidement donc, en-dessous de 550 ± 50 °C à 301,7 ± 2,9 Ma, âge confondu avec celui de sa mise en place à ~ 303 Ma, et de 325 ± 25 °C vers 286 Ma (Permien inférieur). Il convient cependant d'ajouter que J.-P. Aguilar *et al.* (2014) proposent des âges sensiblement plus anciens et plus étalés de ~ 314-311 Ma pour les tonalites de La Jonquera et de ~ 307 Ma pour les gabbros de Céret ; selon ces mêmes auteurs, les migmatites du cœur du massif seraient plus vieilles encore : ~ 320-315 Ma.

Le plutonisme hercynien de la feuille Argelès – Cerbère, si l'on ne prend pas en compte les âges les plus anciens, problématiques, s'inscrit donc parfaitement dans l'intervalle ~ 310-300 Ma, c'est-à-dire le Westphalien D, le Stéphaniens et l'Autunien inférieur (Denèle *et al.*, 2014 ; Laumonier *et al.*, 2014 ; voir discussion au chap. *Évolutions géologiques*).

NÉOGÈNE ET QUATERNAIRE

La feuille Argelès – Cerbère offre des conditions d'affleurement beaucoup moins favorables que la feuille voisine Céret. Les terrains sédimentaires néogènes, à l'exception du Pliocène continental, sont largement masqués par le Quaternaire. Les nappes alluviales quaternaires, sur l'axe du Tech comme sur les cônes de piémont des Albères, sont faiblement étagées et tendent à se confondre vers l'aval. On a repris les indices utilisés sur la feuille Céret et on s'est efforcé de conserver des notations voisines de celles des feuilles déjà publiées, ce qui n'a pas toujours été possible pour des questions de chronologie, en particulier pour le Quaternaire alluvial (feuille Rivesaltes, Berger *et al.*, 1993 ; feuille Perpignan, Clauzon *et al.*, 1989).

³ Selon Expert (2014), un leucogranite prélevé au S de Valmy fournirait un âge U-Pb sur zircons (LA-ICP-MS) de 306,4 ± 2,1 Ma.

Terrains non affleurants

Le *sondage profond d'Elne 1* (x : 652,475 ; y : 32,899 ; z : 14,50), réalisé en 1958, a atteint une profondeur de 2 275,60 m et il fournit une bonne description des terrains néogènes qui remblaient le fossé du Roussillon. La première étude est due à M. Gottis (1958). Sous le Pliocène marin, une série marine du Miocène moyen est recoupée entre 365 et 467 m, sa nature étant attestée par des foraminifères et des lamellibranches à 467 m (sans précision biostratigraphique supplémentaire). Entre 467 et 2 070 m vient ensuite une série continentale épaisse, argilo-sableuse et de teinte bariolée, rouge, brune, ocre et grise, équivalent très probable, sous un faciès plus distal, de la Série rouge inférieure miocène décrite à l'affleurement dans le bassin de Céret, sur la feuille voisine (Calvet, 1996). Cette série continentale surmonte des argiles, des marnes ligniteuses et des grès fins à empreintes de *Cinnamomum*, entre 2 070 et 2 222 m, profondeur où le socle paléozoïque a été atteint, sous un faciès de schistes sériciteux à filonnets de quartz et passées très froissées. Un travail récent (Duvail *et al.*, 2000) donne une nouvelle description détaillée du forage. La base du Pliocène continental est à 128 m et le Pliocène inférieur marin (Zancléen) argilo-sableux bleuté voit se succéder du toit à la base (365 m) des faciès de foreset deltaïques et des faciès de bottomset ; les marqueurs biostratigraphiques y sont *Globigerina bulloides* d'ORB. et *Globigerina trilocularis* d'ORB. La séquence marine miocène est attribuée au Miocène moyen par comparaison avec les affleurements de la feuille Leucate. Il s'agit de faciès transitionnels à marins, sables fins et sables grossiers, et passées argileuses bariolées. La série continentale entre 467 et 1 972 m est attribuée à l'Aquitano-Burdigalien, avec une alternance de faciès fluviatiles et de faciès de plaine d'inondation, quelques passées palustres, des traces de pédogenèse et des encroûtements carbonatés blanchâtres fréquents. La série inférieure, entre 1 972 et 2 201 m, sur la base des faciès sédimentaires mais en l'absence de tout critère biologique, correspondrait en partie à un environnement de baie proximale à distale, laguno-lacustre à sa base. Une discordance angulaire est documentée à 1 972 m de profondeur au toit de la série inférieure, encore dans des séquences continentales, tant en sismique par le pendage des réflecteurs de la série inférieure, que par les pendages à 15 et 25° relevés sur les carottes du sondage. Initialement rapportée au Crétacé supérieur et/ou à l'Éocène inférieur par M. Gottis, cette série est maintenant attribuée à l'Oligocène et à un épisode de rifting précoce, sauf l'extrême base, (2 201-2 222 m) qui pourrait être triasique.

Un autre forage profond, à Argelès (x : 656,41 ; y : 28,08 ; z : 8), documente la présence du Pliocène marin, peu évident dans les affleurements sur l'ensemble de la feuille. Ce forage n'a pas atteint le socle et est resté dans le Pliocène marin de 188 à 402 m de profondeur (marnes gris bleu et grès micacés avec nombreux lamellibranches et gastéropodes). De 116,8 à 188 m l'alternance de marnes gris bleu à brunes et de sables micacés et grès peut encore représenter le toit du Pliocène marin ; de 5,9 à 116,8 les alternances de marnes sableuses brunes à

versicolores et de sables parfois argileux doivent être les équivalents des faciès continentaux distaux p1CDi (Magné, 1978).

Au Nord, dans la dépression de Montescot, 3 sondages hydrogéologiques carottés en continu permettent de situer le toit du Pliocène marin vers 120 m de profondeur, avec l'apparition des argiles gris bleu parfois coquillères (Calvet, 1996).

Néogène

Les épaisses séries détritiques néogènes recoupées en sondage n'affleurent que très partiellement, en particulier sur le piémont des Albères. Leur étude est beaucoup plus facile et les affleurements beaucoup plus diversifiés sur la feuille voisine Céret, à la notice de laquelle on renverra pour plus de précisions. Le Miocène continental n'apparaît qu'à l'Ouest de la carte et l'essentiel des affleurements néogènes est représenté par la série pliocène, qui forme un ensemble homogène, dont la géométrie et la chronologie sont bien connues.

Miocène

Les formations notées m1-2V, m1-2LR, m1-2T sur la feuille Céret constituent la Série rouge inférieure, attribuée au Miocène. Seule la formation m1-2T affleure sur la feuille Argelès – Cerbère. On présentera d'abord l'ensemble de la série miocène telle qu'elle peut être analysée sur la feuille voisine Céret. Cette puissante série déritique continentale, longtemps passée inaperçue, est régulièrement basculée de 20 à 35° vers le SE et se suit en continu de la bordure sud des Aspres jusqu'au front nord des Albères. S'il n'y a pas de failles contraires redoublant la série au centre du bassin, son épaisseur totale peut dépasser 2 km compte tenu de la régularité de ses pendages. On a déjà indiqué que des corrélations évidentes de faciès peuvent être faites avec les sondages profonds de Ponteilla (feuille Céret) et surtout d'Elne, ce qui date cette formation du Miocène inférieur, de l'Aquitainien et du Burdigalien, peut-être même *pro parte* de l'Oligocène (par équivalence avec la brèche de Thuir, sur la feuille Céret, et avec les couches basales du sondage Elne). La parenté de faciès est nette aussi avec les Arkoses de Marquixanes en Conflent (feuilles Prades et Céret). Ces conclusions chronostratigraphiques étaient déjà acquises dans la thèse de J. Magné (1978). La caractéristique la plus évidente de la série est la couleur rouge brique, qui peut varier parfois d'un rouge rutilant presque lie-de-vin à un marron brun plus discret. Ces teintes sont associées aux bancs riches en fines, qui constituent l'essentiel de la série et représentent des faciès de plaine d'inondation. Les chenaux conglomératiques doivent à leur matrice une teinte plutôt marron clair à ocre. Les niveaux sableux ou sablo-argileux sont plutôt gris à gris bleuté ; ces teintes propres à des conditions réductrices peuvent marbrer de taches ou de lamines plus ou moins nombreuses les faciès argileux rouges

(sables tricolores des anciens auteurs). La présence de carbonates diffus, en abondance très variable, est générale jusque dans les bancs de conglomérats siliceux, ce qui différencie cette série du Pliocène torrentiel sus-jacent. Ce sont des taches blanchâtres, parfois rassemblées en encroûtement en grille dans les fissures, ou plus rarement un véritable poudingue compact dans les lentilles de galets, et parfois un banc marneux ocre jaune dans les faciès fins. Les faciès sont ceux d'un piémont détritique fluvio-torrentiel subsident, avec un empilement de séquences élémentaires métriques à décamétriques : cicatrices basale de ravinement sur les faciès argileux rouges, en général de faible amplitude ; lentilles grossières de galets et graviers dans une abondante matrice, pouvant montrer des stratifications obliques ; passage progressif vers le haut à des lits horizontaux sablo-graveleux, parfois assez bien triés, puis à des bancs plus riches en limons et à litages plans peu nets ; puis enfin faciès argilo-sableux de débordement, d'abord riches en sables arkosiques grossiers, puis plus purs au sommet avec parfois de fines lamines de décantation. Aux chenaux franchement fluviaux s'ajoutent des épandages en lentilles plates très étalées, épaisses de quelques décimètres, très hétérométriques et aux clastes à peine émoussés, qui signalent des écoulements boueux de type *debris flow*, souvent directement interstratifiés dans les faciès de plaine d'inondation. Les caractéristiques sédimentologiques sont très homogènes : les chenaux offrent des courbes granulométriques cumulatives de style parabolique assez redressées, et les épandages un dépôt en vrac et très rarement une esquisse de triage. Les minéraux argileux sont essentiellement des montmorillonites (50 à 75 %) associées à illite et kaolinite. Les sables dérivent d'arènes relativement peu évoluées, avec 50 % de quartz, beaucoup de polyminéraux (grains associant quartz-feldspath-micas), des feldspaths potassiques et des plagioclases, et une fraction variable de débris schisteux.

La Série rouge peut être subdivisée en trois ensembles de formations, sur la base du calibre des blocs et galets, de la proportion des chenaux grossiers, de la provenance et de la composition pétrographique des clastes. Seuls les faciès d'apport latéraux issus des Albères sont représentés sur la feuille Argelès – Cèrère.

m₁₋₂T. Formation continentale rouge de Mas Trompette - Maureillas : faciès mal roulés et à mégablocs issus des Albères (Miocène inférieur probable) (650 m au minimum). Ce sont des apports latéraux très grossiers issus des Albères. Les couches de Maureillas (feuille Cèret), toujours basculées au SE, pourraient occuper une position stratigraphique supérieure aux couches de Lo Regatiu notées m₁₋₂LR (apports longitudinaux d'un paléo-Tech), mais le masque des terrains quaternaires ne permet pas de voir les raccords. Le long du Tech par contre, entre Mas Forcade et le pont de l'autoroute, le passage paraît se faire en continu et latéralement avec m₁₋₂LR. Les couches de Maureillas sont d'épaisses séquences argilo-sableuses presque lie-de-vin, en bancs réguliers et structures planaires, avec localement

des cimentations calcaires blanchâtres, mais aussi des lits de nodules. Les décharges caillouteuses en lentilles plates ont un faciès de *debris flow*, avec des blocs en désordre parfois métriques, plus fréquemment décimétriques, anguleux ou à peine émoussés. La provenance en est le massif granitique de La Jonquera, au Sud, avec ses enveloppes schisteuses et quelques fragments d'un grès pélitique rouge qui suggère l'existence locale de Trias ou de Garumnien (Crétacé supérieur-Paléocène). Les couches du Boulou et des collines des Mas Trompette - Montesquieu se caractérisent par leur richesse bien plus grande en éléments grossiers, dont la composition devient presque exclusivement schisteuse vers Montesquieu, sur la présente feuille. Au Boulou, la Série rouge est encore bien reconnaissable, avec ses épais interlits rouges argilo-sableux et arkosiques ; mais les chenaux grossiers épais de plusieurs mètres renferment en abondance des blocs métriques de schistes, micaschistes, gabbro-diorites et cipolins, issus de l'enveloppe protérozoïque-paléozoïque des gneiss et migmatites des Albères.

Dans les collines des Mas Trompette, les meilleures coupes sont à l'W de Montesquieu, encore sur la feuille Céret ; un bon affleurement existe aussi sur la route à la sortie Nord-Est de Montesquieu. Les interlits argileux deviennent rares et très minces, et les chenaux torrentiels presque exclusifs ; mais on retrouve toujours les cimentations carbonatées. L'ensemble de la série est progressivement redressée de 30° jusqu'à la verticale contre la faille bordière, ce qui permet d'apprécier une épaisseur totale de plus de 650 m et de mettre en évidence une nette évolution de la base au sommet. À la base, les bancs argileux sont encore assez fréquents et les apports grossiers faits essentiellement de schistes épimétamorphiques, associés à quelques granitoïdes sombres, pegmatites et leucogranites. Ce sont toujours des galets usés, voire roulés, et jamais des brèches d'écroulement, même au contact de la faille. Dans la partie médiane le faciès torrentiel devient beaucoup plus grossier et homogène, avec quelques blocs cyclopéens (1 à 3 m) de granodiorites émoussés, noyés dans la masse des galets schisteux. Vers le toit de la série les blocs métriques deviennent plus nombreux (coupes du ravin de Mas d'En Serre sur la feuille Céret) et quelques gneiss migmatitiques apparaissent. Vers le Nord, le passage latéral aux faciès distaux doit cependant être très rapide car en rive gauche du Tech, toujours sur la bordure Est de la feuille Céret, la Série rouge réapparaît sous le Pliocène marin avec son faciès classique d'argiles et sables arkosiques tricolores.

Pliocène

La série sédimentaire pliocène affleure médiocrement sur la feuille Argelès – Cerbère, où elle correspond à la partie distale et la plus récente du prisme détritique progradant qui remblaie le bassin du Roussillon et sa marge continentale (Lofi *et al.*, 2003 ; Duvail *et al.*, 2005). Les premières synthèses (Depéret, 1885a, b) distinguaient seulement trois assises dans le Pliocène, les argiles marines bleutées inférieures et les sables jaunes, assimilés

respectivement au Plaisancien et à l'Astien italiens, et les limons d'eau douce supérieurs, contenant les riches faunes de mammifères qui ont permis ultérieurement de définir l'étage continental Ruscinien. J. Bourcart (1947) précise les descriptions des faciès et la stratigraphie, en particulier dans le bassin du Réart ; le premier il individualise un pré-Pliocène continental qualifié de « Rhodanien » (assimilé au Pontien et au Messinien) mais il y place aussi, malencontreusement, une partie des dépôts pliocènes marins et continentaux de la feuille Céret, au pied des Aspres. Sur la feuille Argelès – Cerbère, ses descriptions sont rapides et ses attributions assez hasardeuses, puisque le Miocène des Trompettes est assimilé à un Quaternaire récent torrentiel (« Grimaldien »). Les travaux modernes se sont d'abord attachés à préciser la chronologie, puis la géométrie séquentielle des dépôts. L'exploitation des forages hydrologiques a permis de reconnaître la présence généralisée du Pliocène marin argileux bleuté sous les sables arkosiques, jusqu'au pied des Aspres, avec un toit entre 0 et 50 m NGF (Salvyre et Sola, 1975, 1982 ; Suc, 1976 ; Magné, 1978). L'attribution au Pliocène ou au Miocène des faciès détritiques de bordure a été discutée et précisée (Calvet, 1986b). Dans un premier temps, la série pliocène à terre est attribuée au Pliocène moyen et *pro parte* supérieur sur la base des microfaunes marines (ostracodes) (Magné, 1978), et par palynostratigraphie (Suc, 1976, 1980). C'est la révision des microfaunes marines du sondage de Canet (Clauzon et Cravatte, 1985) et la biostratigraphie établie à partir des gisements de petits mammifères ; il en existe 3 sur la feuille Céret : Vivès 2 (Clauzon *et al.*, 1985, 1987) à l'extrême base, Terrats - la Jasse (Michaux, 1976) et Thuir (Aguilar *et al.*, 1991) dans la partie médiane, auxquels il faut ajouter les sites classiques de Perpignan - Serrat d'en Vaquer et de La Raho au toit de la série, sur les feuilles Perpignan et Argelès – Cerbère, ainsi que le riche site karstique du Mont-Hélène (Aguilar et Michaux, 1984 ; Aguilar *et al.*, 1986), légèrement plus jeune que Perpignan. Ces gisements ont permis d'établir définitivement l'âge exclusivement zancéen de la série pliocène du domaine émergé et de proposer un modèle d'évolution pour le bassin du Roussillon (Clauzon *et al.*, 1987, 1990 ; Clauzon, 1990). Le remplissage est assimilé dans ce modèle à une unique séquence corrélatrice du cycle eustatique TB 3,4-3,5, avec une ingression marine quasi-instantanée ennoyant la topographie de dissection contemporaine de la crise salifère messinienne, puis un rapide colmatage par des *Gilbert deltas* sous-marins et progression, par-dessus, des faciès fluviaux proximaux et de plaine d'inondation distale, en régime régressif. Les travaux *offshore*, plus récemment encore, ont permis de définir un découpage du prisme progradant en 3 unités (Lofi *et al.*, 2003) ; la première, qui couvre l'intervalle 5,3-3,8 Ma, est seule représentée à terre. La corrélation *offshore-onshore* a été tentée sur la base des profils sismiques et des forages (Duvail *et al.*, 2005) ; 8 séquences de dépôts sont reconnues, dont 6 dans l'unité 1 zancéenne, qui sont retrouvées au forage de Canet mais ne sont que très partiellement suivies dans les autres forages à terre et *a fortiori* dans les affleurements.

Les environnements continentaux du bassin du Roussillon au Pliocène peuvent être reconstitués grâce aux marqueurs sédimentologiques et biologiques (Calvet, 1996). On admet un climat subtropical plus chaud que l'actuel et sans véritable hiver encore. Les minéraux argileux montrent une large prédominance des smectites (jusqu'à 80 % du spectre total), associées à l'illite, la kaolinite, voire à des traces de palygorskite. Cela implique des milieux confinés, jusque sur les cônes proximaux, et par conséquent une forte évaporation saisonnière. Les encroûtements carbonatés dans les faciès de plaine alluviale vont dans le même sens ; mais leur absence dans les cônes proximaux suppose cependant une aridité modérée. C'est ce que confirment les flores, où le taux de pollens non arborés varie de 8 à 40 % et atteint souvent 30 % dans les sites de bordure du bassin. La flore forestière est encore très variée comme au Miocène mais en voie d'appauvrissement ; les méga-mésothermes sont encore présents (*Engelhardtia*, *Taxodiaceae*, *Sapotaceae*, *Palmae*), associés à de nombreux mésothermes exotiques (*Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Platycaria*, *Cathaya*) et méso-microthermes connus actuellement dans l'Europe tempérée (*Quercus*, *Fagus*, *Tilia*, *Alnus*, *Carpinus*, *Celtis*). Les forêts de montagne sont représentées par *Cedrus*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga* ; les pollens de *Pinus* sont surabondants et les espèces méditerranéennes jamais absentes (*Cupressaceae*, *Quercus* type *ilex coccifera*, *Olea*, *Pistacia*, *Cistus*, *Phillyrea*, *Rhamnus*). La grande faune de Perpignan offre des affinités avec celle de l'Asie du Sud-Est et relèverait d'environnements forestiers encore chauds (tortue terrestre géante, mastodontes brouteurs de feuilles, suidés, primates, cervidés, petits ursidés arboricoles), mais elle comporte aussi de nombreux herbivores de milieux ouverts (*Hipparion crassum*, *Gazella borbonica*, plusieurs antilopes de forte taille comme *Alephis Lyrix* et *A. Tignerensis*). Les rongeurs vont aussi dans le sens de milieux en mosaïques, associant espaces forestiers et espaces ouverts.

p1M. Pliocène marin et littoral : sables fins et argiles bleutés ou jaunâtres, sables et graviers lités littoraux ocre vif. Sous ce terme sont regroupés des faciès variés, littoraux, deltaïques et peut-être plus profonds, qui affleurent sous les premières couches continentales. La série marine s'épaissit rapidement vers l'Est, de quelques mètres à l'extrémité ouest du bassin à 600 m au forage de Canet, 240 m à celui d'Elne, jusqu'à 280 m à celui d'Argelès. Ces différences résultent en partie de l'invasion par la mer pliocène d'une topographie fluviale très irrégulièrement incisée, la « surface de ravinement messinienne », qui se prolonge sous toute la plate-forme continentale (Clauzon, 1990 ; Clauzon *et al.*, 1987, 1990 ; Duvail *et al.*, 2002 ; Gorini *et al.*, 2005).

Sur la feuille Argelès – Cerbère il n'existe aucun affleurement indiscutablement marin contenant de la malacofaune ou des microfaunes. Les faciès les moins suspects sont à l'Ouest, en continuité avec les couches marines du Boulou. Ce sont des sables homogènes, gris bleuté, emballant des galets et graviers surtout quartzeux, à émoussé marin très caractéristique, isolés ou disposés en minces lits plats, et qui passent vers le haut à des graviers lités ocre

vif. Ils affleurent à la base du talus qui domine Fy et dans les vallons affluents ; la meilleure coupe est sur le chemin rural qui gagne à l'Est le village de Montesquieu, sous le replat des Basses, entre les cotes 70 et 85 m. Derrière Laroque, le ravin de mas Sors – la Ciutadella recoupe une série marine d'argiles grises litées très plastiques, parfois ligniteuses, coupées de quelques lits réguliers de sables graveleux à blocs anguleux, le tout haché de plans de fracture. Des sables fins épais et homogènes, jaunes à beiges, affleurent aussi plus à l'Est, au flanc de la butte de Mas Manère et dans le ravin de Mata Porc. Au SE de Sorède, la route d'Utrera recoupe les sables jaunes à lits de graviers et petits galets à émoussé marin, qui surmontent à la base du talus des sables fins argileux bleutés. Vers le Nord, les talus de terrasses montrent des affleurements de sables jaunes ou bleutés, possiblement marins, jusque vers Saint-André. Vers l'Est, ces sables jaunes ou gris bleuté, parfois associés à des graviers de quartz très émoussés, affleurent sur les talus de la Massane et de ses affluents, voire en discordance sur le socle hercynien très altéré (secteurs de entre Sorède et Mas Llinas ; secteur de Cerigue derrière Argelès). Le dernier affleurement de sables fins, limoneux, gris bariolé d'ocre, est en ravinement sur le socle, au rond-point Sud de l'échangeur N114 - D114 au Sud du Racou. Mais des lits de galets de quartz remarquablement roulés et émoussés, très certainement littoraux, s'interstratifient dans ce secteur au sein des faciès à gros blocs p1CMb, où ils n'ont pu être cartographiquement distingués (entrée du camping de Coste Rouge).

p1CDi. Faciès continentaux fluviaux distaux de plaine d'inondation : limons bruns ou jaunâtres, encroûtements calcaires, chenaux sablo-graveleux (90 à 150 m). Alors que les nappes alluviales quaternaires et actuelles restent très grossières loin vers l'aval, dans la série continentale pliocène le passage aux faciès de plaine d'inondation et la chute de la compétence dans les chenaux fluviaux sont très rapides, probablement en raison de la subsidence du bassin. Sur la feuille Argelès – Cerbère la formation atteint 128 m au forage d'Elne, valeur à laquelle il faut rajouter 50 m pour tenir compte des hautes collines taillées dans ce Pliocène continental.

Les faciès de plaine d'inondation sont formés essentiellement par des limons, plus ou moins chargés en sables fins et même en grains grossiers épars, voire en petits graviers noyés dans la masse. La richesse en argiles est très variable et peut atteindre localement 30 à 40 % du sédiment. La teinte d'ensemble est ocre jaune très clair, rarement un peu plus rougeâtre, localement brun noir, grisâtre ou bleutée. Dans le détail, on observe un bariolage en taches diffuses rouille et grises, quelques mouchetures noires et des enduits sombres sur les faces des fentes de retrait. Les nuances de faciès traduisent la variété des milieux de dépôt et la proximité relative des chenaux : épandages de débordement, très dominants, cuvettes d'inondation aux eaux plus calmes, marécages, etc. Les traces de pédogenèse sont variées : les plus banales sont liées à une hydromorphie saisonnière qui a produit les horizons tachetés de type pseudo-

gley très généralisés, mais on rencontre parfois des paléovergisols gris verdâtre, très argileux et structurés en plaquettes obliques, ou encore des marques de rubéfaction ou de nombreuses fentes de dessiccation. Les encroûtements calcaires sont très fréquents ; interprétés comme des calcaires lacustres par J. Bourcart (1947), ils relèvent plutôt de phénomènes pédologiques et présentent plusieurs faciès parfois associés sur une même verticale. Les parois des fentes de dessiccation sont garnies de feuillets calcaires blancs friables. Ils passent vers le haut à de véritables encroûtements. Ce sont souvent des niveaux de nodules discontinus ou peu cimentés, blancs ou gris clair, à éléments assez durs, centimétriques à décimétriques, parallélépipédiques pour les plus gros, mais offrant toujours une sous-structure nodulaire et des fentes de dessiccation cicatrisées par la calcite. L'autre faciès, plus répandu et qui peut succéder au précédent vers le haut, forme des bancs plus ocrés très continus et beaucoup plus cohérents ; le faciès d'allure vacuolaire traduit une induration très inégale des limons sableux, mais de plus en plus massive vers le haut, qui peut localement passer à une dalle rubanée de croûte zonaire beige très compacte. La grande continuité latérale de ces bancs et leur épaisseur impliquent une aggradation assez lente de la plaine alluviale, au moins dans les zones d'abri les plus à l'écart des principaux fleuves.

Les chenaux fluviaux, à base ravinante, restent très subordonnés aux faciès de plaine d'inondation. L'examen d'une dizaine de logs de forages pour l'ensemble du bassin du Roussillon, dont ceux carottés de Montescot (feuille Argelès – Cerdagne), donne en moyenne 30 % pour les sables en bancs individualisés ; leur épaisseur est très variable, de 1 à 20 m avec un mode fréquent vers 4-5 m, et on en compte jusqu'à 13 dans un puits carotté (Calvet, 1996). Il s'agit de sables moyens à grossiers, arkosiques, souvent associés à des graviers ; les galets sont subordonnés et au plus décimétriques ; le triage est en général assez bon et le dispositif en litages obliques et entrecroisés suggère des écoulements méandriques ou anastomosés assez bien confinés. Mais il existe aussi des chenaux où la matrice boueuse est abondante, signalant des crues brutales et des écoulements très turbides. Sur la feuille Argelès – Cerdagne les faciès de plaine d'inondation sont dominants au Nord, dans les collines de Bages - La Raho, et au Sud, dans les collines d'Ortaffa-Elne. Par contre, on repère un important axe fluvial d'un paléo-Tech orienté SW-NE, qui a laissé des chenaux à galets de 5-10 cm à l'Ouest de Montescot et sur la butte de Corneilla-del-Vercol.

Cette formation est bien datée sur les feuilles voisines Céret et Perpignan par plusieurs riches gisements de mammifères, qui ont permis de définir l'étage continental Ruscinien, soit les biozones MN 14 et 15. Sur cette feuille il existe deux sites fossilifères sur la rive méridionale de l'étang de la Raho, probablement contemporains ou légèrement plus vieux que le site du Serrat d'en Vaquer – Perpignan et attribués à la biozone MN 15, entre 4 et 3,6 Ma. Ils renferment une faune assez riche d'insectivores (*Talpa minor*), lagomorphes

(*Prolagus depereti*), rongeurs (*Pliopetaurista pliocaenica*, *Cricetus angustidens*, *Stephanomys donnezani*, *Occitanomys montheleni*, *Apodemus cf. jeanteti*, *Blancomys neglectus*, *Paraethomys meini*, *Eliomys intermedius*), des grands mammifères (*Ursus*, *Dicerorhinus megarhinus*, *Croizetoceros pyrenaicus*, *Paracervulus australis*, *Alephis lyrix*) et des reptiles (Aymar, 1992a). Un troisième site a livré une espèce nouvelle de tortue (*Chelydropsis*), au coin nord-est de l'étang (Aymard, 1992b).

p₁CP_r. Faciès continentaux fluvio-torrentiels proximaux, grossiers : apports du paléo-Tech, à galets et blocs roulés granito-gneissiques (50 à 100 m). Cette formation de teinte ocre orangé est surtout développée sur la feuille Céret, en rive gauche du Tech, entre Céret et Banyuls-des-Aspres, avec une épaisseur de 90 m à l'amont et de près de 150 m à l'aval. En position proximale, ce sont des matériaux torrentiels roulés, principalement faits de galets pluridécimétriques et de blocs approchant fréquemment le mètre, de gneiss ceillés et de granitoïdes, auxquels s'ajoutent quelques quartz, schistes ainsi que des grès conglomératiques rouges du Trias pour le paléo-Tech. Ils sont disposés en lentilles à base modérément ravinante, très étalées et épaisses de plusieurs mètres ; elles sont parfois séparées par des corps sablo-graveleux subordonnés, mais plus généralement amalgamées à l'amont ; l'ensemble est mis en place par un cours d'eau très chargé, à chenaux en tresses multiples et instables. La compétence chute rapidement : à l'apex du cône, les blocs métriques sont nombreux ; vers Vivès ils sont plus exceptionnels ; sous Tresserre les galets ne dépassent pas quelques décimètres pour les plus volumineux. Vers l'aval, la proportion des corps sableux augmente et on observe une nette évolution granodécroissante. Entre Tresserre et Banyuls-des-Aspres, la base de la formation, entre 60 et 90 m, est encore formée par d'épais chenaux torrentiels de galets décimétriques à pluridécimétriques. Mais la moitié supérieure offre un faciès d'épandages assez différent ; les lentilles très plates de galets mal roulés, de calibre réduit (3-10 cm), disposés en désordre dans une abondante matrice sablo-limoneuse, sont épaisses de quelques décimètres à 1 m et interstratifiées dans des faciès de plaine d'inondation faits d'épaisses masses de sables grossiers et de limons bariolés, qui peuvent déjà comporter des encroûtements carbonatés. Ce dispositif rétrogradant des faciès de plaine d'inondation et de cône médian aux dépens des faciès de cône proximal suggère une diminution des apports détritiques grossiers et une atténuation des pentes dans le bassin versant à l'amont. Cette formation n'affleure que très marginalement sur la feuille Argelès – Cerbère, à l'Ouest de Brouilla, et son contact avec p₁CD_i est en réalité très progressif.

p₁CM_b. Faciès continentaux de cônes torrentiels proximaux jaunâtres à mégablocs issus des Albères. Cette formation est particulièrement développée sur la feuille Argelès – Cerbère, où son épaisseur approche 120-150 m vers Villelongue, dans l'échine du Puig Janer, et la taille des blocs atteint couramment plusieurs mètres de long ; ces dépôts reposent

directement sur les faciès de sables et graviers littoraux, qu'ils semblent prograder, immédiatement à l'Est de la limite de la feuille (coupe des Basses). La matrice est sablo-graveleuse, peu abondante et de teinte jaunâtre ; on n'observe aucun dispositif chenalisé, mais blocs et galets sont nettement émoussés. Le matériel grossier est alimenté par les faciès du socle affleurant actuellement sur l'escarpement des Albères : gneiss, migmatites, leucogranites, pegmatites ; de ce point de vue le contraste est flagrant avec la série détritique miocène immédiatement sous-jacente. L'altération est très avancée et les blocs sont totalement arénisés jusqu'à des tailles métriques. La formation en question réapparaît dans les collines de Laroque-des-Albères, où elle ne dépasse pas 40 m d'épaisseur. Ses affleurements sont très réduits vers Sorède ; mais ils reprennent de l'extension sur le piémont d'Argelès, de la vallée de la Massane au Racou, avec une épaisseur minimale de 50 m.

Quaternaire

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

Dépôts fluviaux

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

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

Fig. 5 - Corrélations du Quaternaire alluvial des cartes géologiques à 1/50 000 du Roussillon

Les bassins fluviaux sont indiqués ainsi que les noms classiques des terrasses de la Têt.

nettes. Dans les parties amont des vallées au moins, les cicatrices de base de chenaux sont peu apparentes et le dépôt s'est fait en grandes lentilles très étalées ; de rares niveaux sableux minces et parfois des litages obliques peuvent être observés. Sur les terrasses de la Têt, où des comptages systématiques ont été faits, il existe des nuances nettes d'un niveau à l'autre, tant dans la composition pétrographique des galets, que pour le calibre des blocs et le classement de la fraction caillouteuse (Calvet, 1986a, 1996) ; les terrasses du Tech semblent bien suivre des règles similaires. Les granites et surtout les gneiss constituent l'essentiel du stock, mais la part des quartz est sensiblement plus forte sur les niveaux anciens FW, FV et FU et le lit actuel (23 à 26 %) que sur les niveaux plus récents Fy et Fx (13 à 14 %) ; cette composition est celle de l'alluvion initiale, appréciée en profondeur, et non le résultat de l'altération. Le calibre moyen et maximum augmente très nettement avec l'âge, Fz, Fy, Fx restant proches, FW en position intermédiaire et FV et FU franchement plus grossiers. Enfin le classement granulométrique des galets et blocs est nettement meilleur sur Fx, Fy et le lit actuel que sur FW, FV et FU, ce qui laisse entrevoir au Pléistocène moyen et ancien un hydrodynamisme bien plus irrégulier que l'actuel et que celui des deux derniers cycles glaciaires.

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

Fu-p. Alluvions très anciennes, assimilables à Fu mais pouvant aussi être antérieures. Ces restes de hautes nappes alluviales, isolés mais encore bien conservés, peuvent être raccordés à Fu géométriquement ou sur la base de leur faciès, mais pourraient représenter des dépôts plus anciens et atteindre éventuellement le Pliocène supérieur. Sur cette feuille, on a désigné sous cet indice les deux lambeaux de nappe alluviale étalés sur le substrat de micaschistes aplani en pédiment à Mas Christine, au débouché du Ravaner. Le dépôt renferme de gros blocs émoussés, supérieurs au mètre, de granite acide, de pegmatites, de quartz, etc. La matrice limono-argileuse ocre rouge renferme des petits galets de schistes. En surface les galets de quartz brisés et à patines violacées sont abondants, sans traces d'éolisations nettes. Position topographique associée à un plan d'érosion et moindre altération (la plupart des petits galets sont encore très cohérents) distinguent ce dépôt de p1Cmb, de faciès très comparable.

Fu. Pléistocène ancien, alluvions des hauts niveaux très altérées et rubéfiées. Ces très hautes alluvions offrent avec Fv un degré d'altération similaire, quoique plus avancé encore, au point que souvent seule l'extrême base des nappes permet de reconnaître l'alluvion initiale. Les fantômes y dépassent 35 % du stock de galets, plus de la moitié sur certaines coupes, suivis par les galets friables. La part des colloïdes atteint 20 % de la matrice en profondeur ; kaolinite et halloysite représentent près de 30 % du stock argileux avec un pic moyen mieux exprimé que sur les niveaux plus récents. Les sols appartiennent à la catégorie des « vieux sols » fersiallitiques en voie de dégradation profonde, avec bariolages d'hydromorphie dans l'horizon Bt, et des horizons A sableux très lessivés. En surface et sur une épaisseur métrique, seuls les quartz sont conservés (enrichissement à 100 %), avec des cortex épais où dominent les teintes foncées rouge orangé à violacé. Beaucoup de ces galets sont polyphasés, montrant des restes de vieux cortex rouge épais (1 cm), puis une fragmentation, les faces fragmentées portant à leur tour une patine plutôt ocre jaune millimétrique et des marques d'éolisation intense (fréquence des galets de quartz à facettes concaves et arêtes émoussées). Le démantèlement de ces épandages alluviaux, qui couronnent actuellement un chapelet de buttes exiguës, est tel que l'on ne doit pas exclure l'existence de plusieurs nappes faiblement étagées. La remarque est aussi valable pour le niveau suivant Fv.

Fv. Pléistocène moyen-ancien, alluvions des hauts niveaux très altérées et rubéfiées. Ces alluvions, largement développées dans le bassin de la Têt (feuilles Prades et Rivesaltes) sont très peu représentées sur la feuille Argelès – Cerbère. Elles forment, dans le bassin du Réart, le chapeau de buttes entaillées dans le Pliocène, que seule leur position et leur altitude permettent de séparer des lambeaux plus anciens Fu. Sur le Tech, ces lambeaux sont plus rares encore et la seule coupe significative est sur le bord est de la feuille Céret, à Tortugé (600 m au SW de Banyuls-des-Aspres). L'état d'altération est intermédiaire entre ceux de Fu et Fw. Les galets sains ne dépassent pas 6-7 %

(quartz et quartzites exclusifs, mais une fraction importante de ces galets est fragile au marteau), et les fantômes arénisés ou pulvérulents approchent les 25 %, associés à une écrasante majorité de galets friables à la main (schistes, granites et gneiss). Colloïdes et minéraux argileux restent identiques à ceux de Fu, comme l'abondance des quartz à patines et cortex ocres et rouge sombre polyphasés et l'intensité des éolisations.

Fw, Fw2, Fw1. Pléistocène moyen, alluvions très altérées et rubéfiées. Il s'agit d'une nappe alluviale majeure, qui forme sur la Têt (feuilles Rivesaltes et Perpignan) les terrasses de Saint-Estève – la Llabanère – Pia (avec 4 niveaux distincts semi-emboîtés ; Calvet, 1996) et sur le Tech (feuille Argelès – Cerbère) la terrasse de Brouilla, ainsi que quelques lambeaux en rive droite. Dans la masse alluviale, l'altération des galets est intense et généralisée : 8 % de fantômes arénisés ou pulvérulents, seulement 12 % de galets sains (exclusivement quartz et quartzites), une grande majorité de galets friables à la main. La matrice est profondément argilifiée, avec en moyenne 15 à 20 % de colloïdes, kaolinite et halloysite représentant près de 25 % du total des argiles. Les couleurs vives, rouge orangé bariolé d'ocre, et les marques d'hydromorphie indiquent des sols fersiallitiques acides, très lessivés, très colmatés en profondeur et en voie de dégradation. L'horizon de surface très appauvri, gris et sableux, repose par un contact tranché sur le Bt, ce qui indique une évolution de type planosol, avec un fort appauvrissement latéral en colloïdes. L'enrichissement en quartz est presque total dans les premiers 50 cm (82 %) ; ces galets montrent tous de très fortes patines, voire des cortex ferrugineux de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, ocre jaune à rouge orangé ou parfois violacé. Les galets de quartz sont très souvent affectés par un façonnement éolien intense, inconnu sur les niveaux de terrasses plus récents : poli au toucher savonneux caractéristique, facettes concaves séparées par des arêtes finement émoussées, formes triangulaires en *dreikanter* pour les plus évolués.

Ce sont ces caractères de surface qui permettent aisément d'isoler Fw dans le bassin du Réart, où il s'agit, à la différence de Fy et Fx, d'une forme majeure, qui se suit en continu vers l'aval, à cheval sur les feuilles Argelès – Cerbère et Perpignan jusqu'à proximité de l'étang de Canet – Saint-Nazaire. Cet épandage, exclusivement alimenté par le Paléozoïque schisteux des Aspres, est aussi beaucoup plus hétérométrique et plus grossier que les nappes plus récentes ; les galets de quartz et de grès-quartzite pluridécimétriques se retrouvent très loin vers l'aval et les blocs métriques ne sont pas rares en amont. La nappe alluviale Fw, très étalée, offre sur la feuille Céret un plan anastomosé autour des buttes résiduelles qui portent des jalons plus anciens, de Trouillas à Pollestres, indiquant de multiples épisodes de défluviation.

D'autre part, en plusieurs points il apparaît que Fw est en fait constituée (comme sur la Têt) par plusieurs unités d'âge différent légèrement emboîtées et étagées en général du Nord vers le Sud, suggérant un glissement d'origine

tectonique des cours d'eau dans cette direction. C'est le cas sur la Cantarrane et le Réart où, sur la feuille Céret, on relève trois paliers nets. C'est aussi le cas sur le Tech vers Brouilla-Ortaffa ; on y a distingué un **haut palier Fw1** et un **palier inférieur Fw2**, 8 à 10 m en contrebas. Mais le palier inférieur, à Ortaffa par exemple, offre une pente transversale notable, entre 50 et 43 m par exemple au niveau de l'église, avec des vestiges de talus intermédiaires très émoussés.

Les niveaux Fw du bassin du Réart portent de nombreuses stations à outillages sur quartz attribuables à un Paléolithique ancien (Acheuléen ou « Tautavélien »), que l'on placerait maintenant, sur la base de comparaisons avec le site de la Caune de l'Arago à Tautavel, dans « la seconde moitié du Pléistocène moyen entre 530 et 350 ka », sinon jusqu'à 150 ka, industries bien séparées typologiquement, dans ce secteur du Réart, de celles définies comme moustériennes (*cf. infra*) et de résidus remaniés et très éolisés d'une *Pebble culture* beaucoup plus ancienne (Martzluff, 2006, p. 108).

Fx. Pléistocène moyen-récent, alluvions altérées et rubéfiées (Riss). La nappe alluviale mise en place lors de l'avant-dernier cycle glaciaire peut être attribuée au « Riss » par commodité de langage, d'autant que dans le contexte régional elle se raccorde en Cerdagne (feuille Mont-Louis) à des moraines frontales pareillement altérées. Cette nappe alluviale joue à l'échelle régionale un rôle majeur dans le paysage ; elle est généralement raccordée à de grands cônes de piémont, ici l'ensemble des éventails qui frangent le massif des Albères. La différence d'altération est nette avec Fy. Les galets sains ne représentent que 15 à 20 %, mais les galets pulvérulents restent rares ; l'essentiel du stock est fait de galets fragiles au marteau ou friables à la main. La matrice arkosique est nettement argilifiée jusqu'à la base des nappes alluviales, avec des cutanes brun rouge d'illuviation sur les faces des galets, mais il reste encore des passées sableuses. La teinte d'ensemble est ocre jaune, parfois franchement rougeâtre ou orangée, avec en surface des restes d'horizon Bt prismatique, indiquant une fersiallisation. Le taux de colloïdes atteint 11 à 12 % et la goethite apparaît sur les diagrammes de rayons X. L'enrichissement en galets de quartz des horizons superficiels est net mais partiel (35 à 40 %), les quartz portant des patines jaune clair.

Sur le Tech, la nappe Fx se confond topographiquement avec Fy qui la ravine, dans le grand plan de rive gauche entre Le Boulou et Brouilla, le talus de séparation métrique, encore présent sur la feuille Céret, finissant par disparaître. Les états de surface (galets altérés et oxydés, quartz patinés) sont les seuls indices, confirmés par les coupes du Rec de la Bassa à son débouché sur la terrasse et au Nord de Brouilla (pont du Camp d'en Conte), du Mas Vila en amont et de l'Oliveda d'en Ramon à Ortaffa.

Dans le bassin du Réart, cette nappe, bien représentée en amont sur la feuille Céret, se réduit vers l'aval à un ruban de plus en plus exigu, où on ne peut pas

toujours la différencier de Fy, d'où la notation Fx-y. Ces alluvions sont certainement anciennes car en aval de Pollestres (zone artisanale, route du Mas de la Devèze), ce bas niveau, seulement séparé de Fz par un talus haut de 3 à 4 m, ainsi que son raccord colluvial au talus qui le sépare de Fw portent des sites de surface (atelier ou campement) dont l'abondant outillage sur quartz a été attribué à « un Paléolithique inférieur d'âge rissien », sans exclure « une parenté avec les faciès rustiques du Moustérien (à la charnière Riss-Würm et au Würm initial) » (Abelanet *et al.*, 1987 ; Martzluff, 2006).

Fx-y. Basses terrasses indifférenciées du bassin du Réart : Pléistocène supérieur et/ou moyen. Notation utilisée sur le Réart et la Canterrane en aval de Nyls et de Villemolaque (feuille Céret), où ces deux nappes alluviales se confondent en s'amenuisant progressivement et ne peuvent plus être clairement séparées. Sur cette feuille, ce bas niveau encore reconnaissable à Pollestes et face à Cap de Fouste, disparaît à l'aval sous Fz, avec un dernier jalon possible entre le remblai du chemin de fer et la dépression de la Raho (lieu-dit las Garrigoles).

Fy, Fy2, Fy1. Pléistocène supérieur, alluvions peu altérées à sols bruns (Würm). Ces matériaux sont bien représentés le long du Tech, la terrasse dominant le lit actuel de 20 à 30 m au débouché de la montagne (feuille Céret) et encore de 10 à 12 m à Brouilla. La matrice arkosique est intacte, la teinte grise parfois marbrée de bandes rouille là où les circulations hydriques ont accumulé un peu de fer ; 60 % des galets sont sains et seulement de très rares granodiorites sont complètement arénisées (comptages réalisés sur la gamme de taille 6-8 à 15-20 cm, comme pour l'ensemble des niveaux de terrasses). En surface existe un niveau limono-sableux discontinu, parfois métrique, qui marque l'achèvement de la construction de la nappe. Les sols sont bruns acides faiblement lessivés (Servant, 1970). Les colloïdes ne représentent pas plus de 4 %, avec une grande variété de minéraux argileux (la kaolinite, en général associée à l'halloysite, est présente comme dans tous les niveaux de terrasse, mais elle ne forme ici que 15 % du stock avec un pic faiblement exprimé sur les diagrammes X). Ce niveau peut se subdiviser ; le niveau principal est alors noté **Fy1 (nappe alluviale principale du Pléistocène supérieur)** et il domine de quelques mètres un niveau **Fy2 (basse terrasse du Würm récent - Tardiglaciaire)** de taille beaucoup plus restreinte, dont le dernier jalon distinct sur le Tech est sur la bordure ouest de la feuille en rive gauche. Des lambeaux de terrasse occupent la même position subordonnée sous les cônes **Jy** de la rivière de Laroque et de la Massane : on les a notés aussi **Fy2**. La nappe **Fy** reste distincte du bas niveau **Fz** jusqu'au Gué d'Ortaffa, où on la voit en rive droite reposer sur le Pliocène continental qui affleure dans le lit actuel du Tech. Elle est à + 8 m sur l'étiage et comporte de gros galets, avec une matrice brune formant de fortes cutanes sur les galets. Mais en surface 1,5 m de sables à lits de petits galets ont probablement été déposés par la crue de 1940 et les photos aériennes

de 1942 montrent que les engravements généralisés de cette crue commencent là, 200 m en aval de Mas Noguès.

L'âge würmien de *Fy* se déduit de sa faible évolution pédogénétique ne dépassant pas le stade de la brunification. Dans le contexte régional, les moraines frontales de Cerdagne (feuille Mont-Louis) sur la Têt et le Carol, au faciès d'altération identique, ont livré des âges ^{10}Be du Würm supérieur (Delmas *et al.*, 2008), mais des cordons un peu plus externes et aussi peu altérés peuvent représenter le Würm moyen et ancien. Entre Rodès et Vinça (feuille Céret), en rive gauche de la Têt et en position superficielle sur *Fy*₁, le site moustérien des Anecs, maintenant détruit sous les remblais du chantier du barrage (Blaize, 1989-90), implique une construction alluviale dans la première moitié du Würm. Sur le plateau continental enfin, deux nappes caillouteuses, qui passent sous les « sables du large » et se raccordaient à un bas niveau marin vers -100 m, ont livré des âges ^{14}C respectivement à ≥ 35 ka et 18,3 ka BP, il est vrai de fiabilité limitée car sur coquilles, et plus près de la côte, des grès éoliens ont donné 27,2 ka BP (Monaco et Thommeret, 1972).

Fx-z. Bas niveaux pléistocènes et holocènes indifférenciés du massif des Albères. Cette notation concerne les alluvions des fonds de vallée des Albères, où l'échelle de la carte ne permet pas d'individualiser des niveaux de terrasse, en réalité bien distincts du lit actuel. On y relève, en amont de La Vall par exemple, sur la Massane, des lambeaux d'alluvions à galets très altérés assimilables à *Fx*. Il en va de même dans les vallées orientales et dans celles du versant sud.

Alluvions holocènes et actuelles (Fz₁ et Fz₂). Ces bas niveaux correspondent à la plaine d'inondation et au lit ordinaire des cours d'eau ; ils sont très développés sur la feuille Argelès – Cerbère où ils forment la basse plaine littorale du Réart et du Tech. Les sondages indiquent tous 20 à 30 m d'alluvions récentes, principalement limono-sableuses, surtout en surface, mais comportant d'importants chenaux de graviers et de galets. Si l'on reconnaît aisément dans ces descriptions de forages le Pliocène continental, il n'est pas toujours aisé de distinguer d'éventuels restes de nappes caillouteuses pléistocènes, en particulier les nappes *Fy*, à la base de ces séquences alluviales. On a distingué deux unités cartographiques, sur la base des dynamiques fluviales actuelles et historiques et non sur des critères chronologiques.

Fz₁. Très basse terrasse et plaine alluviale, cultivée et située à quelques mètres au-dessus du lit actuel. Une très basse terrasse est visible en amont de Brouilla et les photos aériennes de 1942 montrent qu'elle existait avant la crue de 1940, qui l'a respectée ou partiellement recouverte. Ce bas niveau a pu être mis en place ou remanié par les violentes crues historiques dont on connaît la chronique pendant le Petit âge glaciaire, avec les événements de 1264 (destruction probable du vieux pont « romain » de Céret), 1421 et 1553

(destructions du pont du Boulou), 1632, 1763 (catastrophe majeure en Vallespir) et ses répliques de 1766, 1772 et 1777 (Bénech, 1993). Ces événements excessivement violents, dont certains ont dépassé en intensité la crue de 1940 (dont on sait qu'elle a mis en place dans les hautes et moyennes vallées un remblaiement épais de plusieurs mètres), n'ont pu que remanier très largement ces fonds de vallée étroits. Il est possible cependant qu'en certains points abrités il existe des lambeaux alluviaux holocènes plus anciens. C'est le cas sur le Réart entre la route N114 et Saleilles, au pied du talus de terrasse de Fw de rive gauche (Calvet *et al.*, 2002) : un site néolithique (~3 000 à 4 000 ans BC ; P. Alessandri, fouilles de sauvetage, 1996) repose en surface sur un chenal fluviatile à petits galets lités, raviné par le bas niveau historique du Réart visible sur 3 m d'épaisseur en tranchée, limons d'inondation ocre brun et chenaux de gros galets mal roulés, qui a livré en profondeur des tessons du XVII^e ou XVIII^e siècle (Martzluff, *rens. oral*), ainsi qu'une monnaie antique lors de la construction du pont (*in Kotarba et al.*, 2007). C'est aussi le cas sur le Ravaner, sous la voie rapide N114, où le bas niveau Fz porte un habitat de la fin de l'âge du Bronze et de l'âge du Fer (*in Kotarba et al.*, 2007).

La plaine de niveau de base qui s'étend au Nord et au Sud des collines d'Elne, à partir d'Ortaffa pour le Tech et de Saleilles pour le Réart, est toujours fonctionnelle. On y a décrit d'anciens chenaux du Tech, du Réart et des torrents des Albères, dont certains sont datés précisément (Jacob, 1995) ; en 1940, au plus fort de la crue, un bras du Tech est passé au NW d'Elne, par le seuil de la gare, retrouvant un tracé historique présumé actif au XV^e siècle. Selon N. Jacob, l'alluvionnement lié à la crue de 1940, qui a atteint en moyenne 15 à 20 cm sur la commune d'Elne, a été très irrégulier ; sur les berges l'engravement ou les dépôts de sables limoneux ont pu atteindre ponctuellement 2 m et souvent 0,3 à 0,5 m de limons sableux dans la plaine elle-même ; mais on y relevait aussi des ravinements en chenaux profonds (quelques décimètres à 1 m), ainsi que des « gouffres » isolés jusqu'à 4 m de creux. Cette dynamique complexe reste la règle à l'échelle de l'Holocène, périodes d'incision et de remblaiement alternant dans le temps et dans l'espace (Calvet *et al.*, 2002), comme on l'a déjà montré à la racine de la plaine sur le Réart. Le remblaiement historique est documenté par deux églises romanes enfouies sous près de 2 m de sédiments depuis le XII^e siècle ; celle de Sainte-Eugénie-de-Tresmals a fait l'objet d'une fouille détaillée (Passarius *et al.*, 2005). Le sol antique daté du V^e siècle y a été retrouvé 50 cm sous le sol du XII^e, ce qui implique une très faible aggradation en sept siècles ; par contre les crues du Petit âge glaciaire, dès le XIV^e apportent d'épaisses couches de limons (70 cm en un seul épisode) mais excavent aussi en début de crue, comme ce fut le cas en 1940, détruisant une partie des archives sédimentaires antérieures. D'autres secteurs de la plaine semblent au contraire peu concernés par l'alluvionnement post XII^e : entre Alenya et Corneilla, autour du Mas Chichet, il existe apparemment en subsurface, dans les labours, un vaste habitat romain (I^e av. JC - IV^e ap. JC) et le tracé de deux voies antiques reste très perceptible (via Domitia et « chemin de Charlemagne ») ; d'autres sites de

subsurface sont signalés au NE d'Alenya et ont livré du mobilier du Bronze à l'Antiquité romaine, voire au Moyen âge (*in* Kotarba *et al.*, 2007). Immédiatement au Sud se place le site de l'église de Vilarasa, enterrée elle aussi de 2 m, marquant un axe de remblaiement de la fin du Moyen âge à l'époque moderne. Le Tech lui-même, en aval du pont de la N114, recoupe sur près de 1 km un niveau anthropique daté de l'Épicardial 2 (soit 6 800 à 7 000 ans BP), dans une séquence de plaine alluviale qui précède le maximum transgressif holocène et dont le toit se place vers 7 à 8 m NGF (Martzluff, 1994 ; Martzluff *et al.*, 1994-1995). Comme à proximité immédiate le niveau du sol antique est vers 8,7 m NGF à l'église de Sainte-Eugénie, il est clair qu'un important hiatus chronologique (6 500 ans) et certainement érosif sépare les deux séquences alluviales. Une synthèse récente (Carozza *et al.*, 2011) montre l'ampleur des défluviations et la construction de lobes alluviaux successifs : de l'époque romaine au XII^e siècle, le lobe principal se tient entre les collines d'Elne-Saint-Cyprien et le tracé actuel du Tech, au Nord de la chapelle Sainte-Eugénie ; du XIII^e au XIV^e siècles le Tech passe par le seuil de la gare et construit un lobe au Nord d'Elne, dans la plaine d'Alenya et le secteur de Vilerase ; depuis le XV^e siècle il occupe à peu près son tracé actuel, au Sud de la chapelle Sainte-Eugénie.

F22. Alluvions actuelles et remblaiement de la crue de 1940. Cette notation correspond essentiellement aux lits mobiles mis en place lors de la crue exceptionnelle d'octobre 1940. Les alluvions y sont très grossières, associant blocs et galets. Les effets de la crue de 1940 ont laissé des marques profondes sur le Tech, où le débit de pointe aurait atteint 3 500 m³/s. Les transports solides sont estimés à 10-15 Mt conduits jusqu'à la mer et 25-35 Mt jusqu'à Céret au moins (Pardé, 1941), cela en 4 jours et avec une proportion considérable de charriages grossiers, évalués à 415 000 m³ à Amélie-les-Bains (par comparaison, les transports solides sont estimés en année moyenne à Céret entre 380 000 et 540 000 t, dont 100 000 t pour les charriages). Après la crue, le lit avait été remblayé de plus de 5 m sur la feuille Céret, de 3 m encore en aval de Brouilla, où depuis 60 ans l'incision du lit a retrouvé ponctuellement le substrat néogène en place. Sur le littoral c'est un delta proéminent qui s'est construit, provoquant une double avancée locale de 300 à 400 m du trait de côte, régularisé ensuite en à peine une décennie. La carte porte les principales brèches par où le flot de crue a gagné la plaine, ainsi que les secteurs d'engrèvement principaux, d'après les clichés aériens de 1942. Depuis 1940 ce vaste lit mobile en tresses hérité de la crue s'est considérablement modifié, en partie à cause de l'extractions de granulats, mais aussi en raison de la dynamique propre aux crues postérieures, moins chargées en alluvions par l'amont et aptes à remanier les dépôts préalablement entassés dans le lit fluvial : on y observe rétraction de la bande active, réduction du nombre de chenaux et incision de plusieurs mètres.

J. Cônes de déjection. Le figuré et la notation J désignent non un faciès sédimentaire mais une forme en cône nettement exprimée. Il s'agit pour

l'essentiel d'éventails détritiques de piémont, issus des Albères. Leur pente et leur taille sont variables ; le matériel est très comparable à celui des nappes alluviales, plus torrentiel et plus désordonné toutefois vers leur racine, où le faciès peut être celui de *debris flow*. L'âge de ces formations est indiqué avec les mêmes indices et couleurs que ceux des nappes alluviales auxquelles ils se raccordent en général. La stratigraphie de ces cônes reste néanmoins complexe et les attributions chronologiques douteuses. En effet, sur le piémont des Albères ils sont rarement étagés d'une façon claire, sauf en trois secteurs : sur le cône de Villelongue, où trois nappes aux altérations bien contrastées s'échelonnent d'Est en Ouest, séparées par des talus émoussés hauts de quelques mètres ; sur le cône de Sorède où les buttes résiduelles **Jw** qui dominent les plans principaux sont bien individualisées ; sur le cône de la Massane et ceux situés à l'Est d'Argelès, où **Jw**, **Jx** et **Jy** sont aussi bien individualisés. Par contre, vers l'aval les diverses nappes se ravinent et se remanient dans un même plan et la distinction entre **Jx** et **Jy**, voire avec **Jw**, devient très difficile en l'absence de coupes ; la cartographie se fonde souvent sur l'état de surface des galets observés dans les parcelles de vigne cultivées et la microtopographie, talus et bosses métriques émergeant du plan principal. Les raccords proposés avec les terrasses alluviales notées **F** ne s'observent topographiquement que pour **Jy** sur cette feuille. Pour les autres niveaux il s'agit de corrélations fondées sur le degré d'altération ou la position altitudinale.

Jw. Cônes de déjection corrélés à la terrasse Fw. Cette génération a été distinguée sur la moitié orientale du cône de Villelongue, qui reste fortement étagée au-dessus de l'unité **Jx** de Laroque – Saint-Génis-des-Fontaines. La totalité des galets y est très altérée et emballée dans une matrice argileuse rouge (coupes du fossé de la D11a au Nord du village). Ce même niveau très altéré couronne le chapelet de buttes de Laroque, ainsi que les échines à l'Ouest du château de Valmy, dont la voie rapide donne une bonne coupe. On a rattaché au niveau **Jw** l'îlot isolé d'alluvions anciennes qui forme, au Nord d'Argelès, la butte des Aspres de la Sureda : l'altération y est très avancée et en surface les quartz patinés et éolisés relèvent des faciès habituels sur **Fw** et non des formes beaucoup plus discrètes et moins généralisées observables sur **Fx**.

Jx-w. Cône de déjection très altérées, de corrélation incertaine avec terrasses Fx ou Fw. Une suraltération généralisée en profondeur avec des galets majoritairement arénisés et en surface des restes épais d'horizon **Bt** argileux rouge, à structure polyédrique, surmonté par un **A2** lessivé à quartz patinés exclusifs suggère que le secteur de Saint-André (carrefour des 4 routes) pourrait être plus ancien, à rapporter à la génération **Jw**. Pourtant le plan vers l'amont se confond exactement avec **Jx** ; vers l'aval le raccord à la nappe **Fw** du Tech, encore à 43 m à Ortaffa alors que **Jx-w** descend régulièrement jusqu'à 30 m au moins, s'avère assez difficile.

Jx. Cônes de déjection corrélés à la terrasse rissienne Fx, au matériel déjà très altéré. C'est la génération principale de cônes de piémont. À l'amont leur base ravine très irrégulièrement le substrat et l'épaisseur peut atteindre 10 m. Les coupes, à Laroque comme à Sorède ou sur la Massane, montrent un faciès ocre à blocs très grossiers, où l'altération est généralisée. En surface l'enrichissement en quartz est net et ces derniers portent parfois des patines ocres ou roses assez légères, ainsi qu'une esquisse d'éolisation. Vers l'aval la distinction avec Jy est souvent difficile, en raison de la variabilité des états d'altération et de l'absence de coupes significatives.

Jy, Jy₁, Jy₂. Cônes de déjection raccordés à la basse terrasse wurmienne, au matériel peu altéré et portant des sols bruns. Cette génération occupe une place assez secondaire au regard des cônes Jx, comme cela est évident sur les unités construites par la Massane et par la rivière de Sorède. Ce constat n'est pas propre au secteur et cela se vérifie sur l'ensemble des piémonts des Pyrénées orientales, comme pour les nappes alluviales elles-mêmes (Calvet, 1996). La génération Jy s'étale surtout dans le secteur des plans Jx, où elle les ravine et se dispose entre leurs buttes résiduelles. Une nappe subordonnée peut s'y emboîter en contrebas, notée Fy₂, à Laroque comme sur la Massane.

Jz, Jz₁. Cônes de déjection locaux raccordés au bas niveau holocène et historique Fz₁. Ils sont peu développés au pied des Albères, mais la forme en cône reste très perceptible à l'Est d'Argelès ainsi qu'à Saint-Génis-des-Fontaines. Cependant ces apports alluviaux, plus sableux que caillouteux en surface, ne sont pas très puissants et ne s'étalent pas vers l'aval : le ruisseau de Villelongue coule au Nord de Saint-Génis sur une nappe de gros galets de faciès Fy, à granodiorites arénisées, clairement mise en place par le Tech (présence de grès du Permo-Trias d'Amélie). Toujours au Nord de Saint-Génis-des-Fontaines, site de la Teularie, une pointe foliacée solutréenne a même été signalée en surface, associée à de l'outillage sur quartz (Martzluff, *in* Kotarba et Vignaud, 1990), impliquant que le Pléistocène supérieur est ici très près de la surface. Dans tout ce secteur au Nord de Saint-Génis, plusieurs sites ibériques et romains sont signalés en surface, ainsi qu'un site néolithique (Kotarba et Vignaud, 1990 ; *in* Kotarba *et al.*, 2007). Tous ces vestiges ne plaident pas pour une sédimentation active sur un cône de déjection ; au mieux il s'est agi de chenaux localisés ou d'épandages et de retouches très superficiels. Cartographiquement la plaine du Réart dessine un vaste épandage en cône, d'où le figuré que l'on y a porté ; néanmoins cette plaine alluviale très plate, comme celle du Tech, reste notée Fz.

Formations résiduelles

RF. Formations résiduelles issues du démantèlement des nappes alluviales anciennes : très hautes (RFu), hautes (RFu-v, RFv) et moyenne (RFw) terrasses. Elles coiffent les sommets de croupes taillées

dans le Pliocène et sont constituées principalement par des galets quartzeux patinés et souvent éolisés, plus ou moins dispersés sur le substrat et de taille souvent volumineuse, ce qui rend aisée leur attribution à d'anciennes nappes alluviales quaternaires démantelées. Toutes les transitions existent entre quelques galets épars et des nappes continues où seule l'absence de coupe a justifié la notation RF, par exemple sur les buttes qui encadrent le cours du Réart, et où le problème est plutôt de distinguer ce qui relève de Fv et de Fu, voire de Fw. Ces dépôts, glissés et remaniés vers le bas des pentes, passent à des colluvions à galets, notées Cg et parfois épaisses.

Formations de versant et assimilées

CF_{w-u}. Matériel colluvio-torrentiel ancien des Albères. Ces dépôts ne sont conservés qu'au plancher de l'alvéole de Saint-Jean et Saint-Martin-de-l'Albère, en pied de versant. Il s'agit de gros blocs dans une matrice sablo-argileuse très colorée de rouille. L'état d'altération est très avancé, avec arénisation des blocs. On les rapporte à un Quaternaire moyen-ancien sans plus de précision. La feuille voisine Céret montre qu'à l'aval de ces affleurements les replats et sommets de collines portent des vestiges alluviaux démantelés épars, ainsi qu'un reste de remblaiement attribuable au Pliocène continental.

CF. Épandages colluvio-alluviaux récents du plancher des grandes dépressions creusées dans le Pliocène : limons et sables sur nappes de galets de quartz. Il forme des couvertures assez minces (1 à 3 m) de glacis en pente faible qui occupent les fonds de dépressions entre les collines pliocènes dans le secteur de Bages-Montescot. Le matériel remanie des sables limoneux pliocènes et des graviers ou des galets repris soit au Pliocène détritique, soit aux hautes terrasses. Des tranchées de reconnaissance au Sud de Bages (site de la Colomina del Prat) montrent des limons sableux brun-ocre, parfois argileux et très compacts, parfois plus meubles ; ils peuvent emballer de rares galets ou graviers de quartz isolés. Ces dépôts de faible énergie surmontent vers 0,7 à 0,9 m de profondeur selon les points, des chenaux discontinus de galets de quartz grossiers (10 à 15 cm de diamètre pour les plus volumineux) ; au même niveau que ces chenaux le plancher des tranchées recoupe aussi des limons sableux très hydromorphes de teinte brun sombre à noire. L'âge de ces dépôts est inconnu ; des sites du Bronze à l'Antiquité sont signalés en subsurface dans cet ensemble de dépressions.

Cg. Colluvions à galets de quartz remaniant les dépôts des terrasses anciennes. Les versants dominés par des restes de terrasses anciennes portent souvent des couvertures continues de gros galets de quartz, par exemple au Nord et à l'Ouest de Villeneuve-de-la-Raho ; elles peuvent tapisser aussi le fond des cuvettes au pied des buttes (angle nord-ouest de la carte). On ne les a pas systématiquement cartographiées. Ces nappes parfois plurimétriques peuvent remblayer des incisions locales de ravins ; leur mise en

place, jusque sur des pentes faibles, suppose des mécanismes de solifluxion, préférentiellement sur les expositions à l'Est. Le matériel est exclusivement quartzeux et emballe parfois de très vieux outils, en général très éolisés, attribués aux *Pebble cultures* de la première partie du Pléistocène moyen (Martzluff, 2006).

Ch. Colluvions et remplissages hydromorphes, parfois halomorphes, des dépressions éoliennes fermées, excavées dans le Pliocène fin. Ces colluvions brun noir argilo-limoneuses, passent sur les marges à de petits cônes sableux aplatis et contiennent suffisamment de sels pour donner en période sèche des efflorescences blanches. Elles remblaient, en général sur une faible épaisseur visible, des cuvettes fermées d'origine éolienne, creusées en marge des nappes alluviales caillouteuses et au détriment des affleurements de sables et de limons pliocènes. Cette morphogenèse éolienne a manifestement perduré jusqu'au Pléistocène récent et les cuvettes sont creusées en contre bas de **FW**, voire de **FX** à Ponteilla et Canohès, sur la feuille Céret (Calvet, 1981 ; Ambert et Clauzon, 1993). Ces dépressions sont restées occupées par des lacs saisonniers et des marécages jusqu'à leur drainage et mise en culture ou en prairie, dès le Moyen Âge selon la tradition, plus généralement au cours du XIX^e siècle. Un site du début de l'âge du fer est signalé sous 0,8 m de limons argileux en marge nord du plancher de l'ancien étang de Bages (*in* Kotarba *et al.*, 2007), ce qui est un indice du faible colmatage historique de ces cuvettes fermées.

C. Colluvions indifférenciées. Cet indice est utilisé pour les matériaux indifférenciés, sablo-limoneux, parfois enrichis en galets, qui tapissent la base des collines taillées dans le Pliocène et qui passent latéralement à **CF** comme à **Ch**.

E. Éboulis et formations de versant diverses des massifs. Sous cet indice générique on a regroupé des formations d'âge et de signification génétique très variés, où les vrais éboulis de gravité sont en définitive très minoritaires, au pied des quelques rares parois rocheuses ou dans les couloirs qui les accidentent. Sur les versants des Albères (Calvet, 1982), les dépôts de pente ne se généralisent, en exposition nord au moins, qu'à partir de 700 à 800 m. Plus bas les matériaux de pente sont très ponctuels et la roche en place souvent profondément altérée, arénisée, parfois rubéfiée et argilifiée en surface. En versant sud, la roche en place apparaît jusqu'aux crêtes culminantes et les dépôts sont très localisés. Ces dépôts, attribuables pour l'essentiel à la dernière période froide, sont d'épais manteaux de 3 à 4 m de convois limono-sableux à blocs, mis en place par géli-solifluxion, avec fauchage à la base de la roche en place ; ils passent latéralement ou sont surmontés par des tabliers de gros blocs jointifs (dénommés localement *clapisses* ou *tartères*), dans les vallons ou au pied des

arêtes rocheuses. Les coupes les plus significatives sont celles de la route forestière qui suit les crêtes sur le versant nord.

Dépôts marins

Mx. Sables de plage et/ou dunaires éémien du Racou. Cet affleurement, qui n'est plus visible aujourd'hui sous les lotissements, est adossé à la falaise morte taillée dans le Pliocène continental à gros blocs. Ils ont été décrits il y a plus de 40 ans (Barbaza, 1971). L'altitude maximale est vers 5 à 6 m, mais on ne peut y définir la part respective des sables de plage et des remaniements dunaires. L'âge éémien (Interglaciaire Riss-Würm) est hypothétique et le parallélisme peut être fait avec des niveaux d'altitude similaire accrochés au littoral des Corbières, au Nord du Roussillon, malheureusement dépourvus eux aussi de marqueurs biostratigraphiques significatifs.

DMz. Cordon littoral actuel, plage et dunes associées. Les dunes restent basses (quelques mètres au plus) et discontinues. Le sable de plage montre une décroissance granulométrique du Sud vers le Nord, et une seule cellule sédimentaire existe du Tech jusqu'au droit de La Nouvelle, une autre plus réduite du Tech au Racou (Durand, 1999). Au Racou la granulométrie moyenne est dans la classe des sables très grossiers, proches des graviers, en raison de la proximité des sources d'alimentation représentées par les torrents côtiers. On n'a pas distingué des alluvions Fz, sous un indice Mz, les vases lagunaires en périphérie des étangs et en arrière du cordon littoral. Elles affleurent en général partout où la topographie est sous l'isohypse 1 m, mais elles existent en profondeur parfois jusqu'à quelques kilomètres du trait de côte actuel et elles sont progradées par les alluvions fluviales.

Mzg. Cordons de sables et galets des plages de la côte rocheuse. Galets et graviers de roches locales, souvent très bien émoussés, forment une fraction importante de ces petites accumulations littorales.

Dépôts anthropiques

X. Remblais modernes ou anciens. Des remblais importants jalonnent le tracé des voies rapides réalisées depuis les années 1980, avec les déviations autour des agglomérations, en particulier dans les basses plaines du Réart et du Tech (N114, avec les déviations d'Elne et d'Argelès). La déviation de la D618 a été aussi presque totalement réalisée en remblai sur le piémont des Albères, bien qu'elle circule fréquemment sur les nappes alluviales anciennes Jx et Jy. Les remblais anciens concernent la voie ferrée et ils ont joué un rôle dans les engravements de la crue de 1940, dont le flot s'est trouvé largement barré dans la plaine d'Elne. La multiplication de ces barrières en remblai (N114 et D81 plus près du littoral) devrait poser d'autres problèmes en cas de crue future similaire.

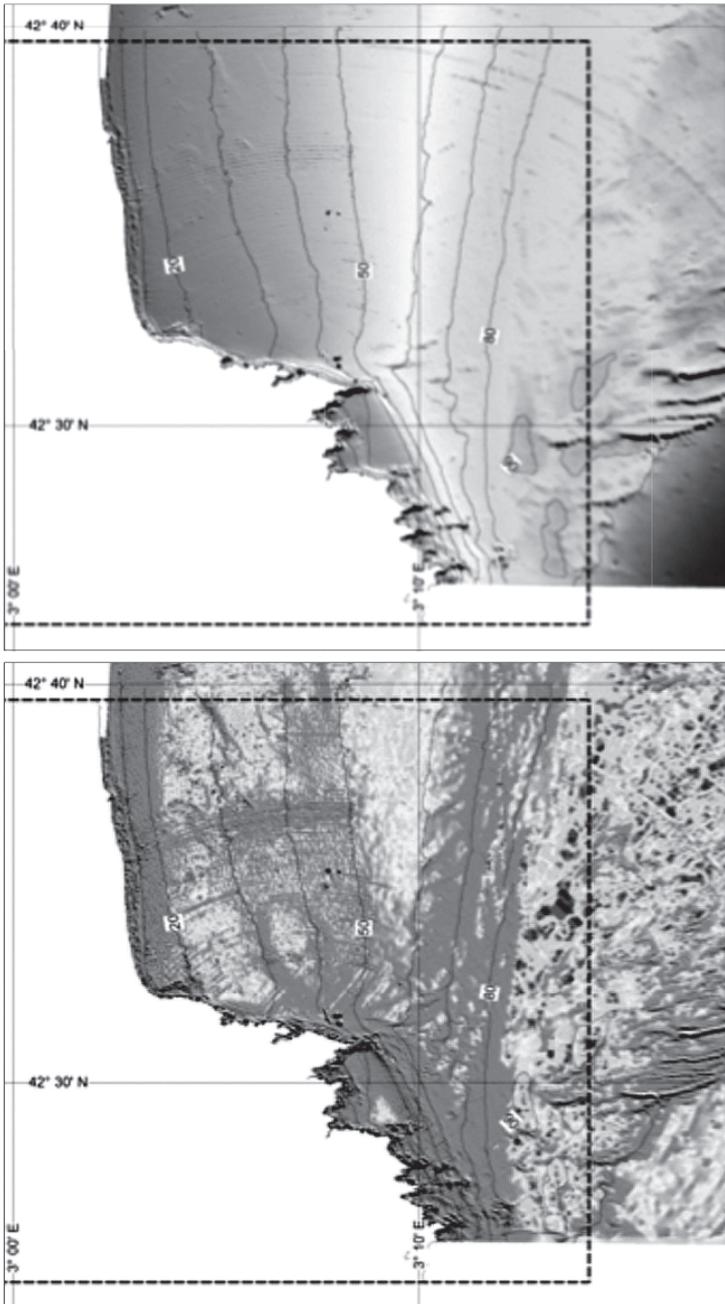


Fig. 6 - Bathymétrie de la zone d'étude (haut). Modèle numérique des pentes (bas)

Contour de la feuille Argelès-Cerbère en tiretés. MNT établi à partir des données hydrographiques du SHOM.

GÉOLOGIE MARINE

Morphologie de la plate-forme méridionale du golfe du Lion

Le golfe du Lion représente un secteur particulier dans le domaine ouest-méditerranéen du fait de la superficie étendue de la plate-forme continentale comparée à de nombreux autres secteurs (Berné *et al.*, 2004). Le domaine marin de la carte Argelès – Cerbère représente une superficie de 320 km² entre la côte et les fonds de 80 à 90 m en limite est de la carte. Les courbes isobathes représentées sur la carte ont été extraites d'un modèle numérique de terrain établi à partir des données hydrographiques numériques du SHOM (Service hydrographique national).

La plate-forme continentale au large de la côte sableuse est caractérisée par une morphologie d'ensemble très régulière et une pente très douce vers le large (0,25° à 0,5° localement) que révèlent la linéarité et la régularité des isobathes de 10 m dont l'équidistance varie peu sauf à l'approche de la côte et entre les fonds rocheux (fig. 6, haut). Plus en détail, la carte des pentes (fig. 6, bas) révèle une alternance de zones de replats et de légères pentes rugueuses. Au-delà des profondeurs de 80 à 85 m, la plate-forme externe s'étend vers l'Est jusqu'à la rupture de pente, l'accroche du plateau, la rupture de pente se situant à des profondeurs de 120 à 130 m. Cette plate-forme externe est caractérisée par un très faible dénivelé. La topographie légèrement accidentée est marquée par des dépressions et surtout des reliefs linéaires qui représentent d'anciens bancs sableux formés lors du dernier bas niveau marin, et qui s'observent juste à l'Est de la feuille. La tête du canyon Lacaze-Duthiers qui entaille fortement la pente et la plate-forme continentale se situe bien au-delà de la limite de la carte, à 11 km plus à l'Est (voir schéma structural).

Au Sud d'Argelès, le passage de la côte sableuse orientée N-S bordant la plaine du Roussillon à la côte rocheuse d'orientation WNW-ESE jusqu'au Cap Béar se marque également par un changement brusque de la morphologie sous-marine. Une pente côtière plus escarpée et étroite, de 1 km de large, se développe le long des côtes rocheuses. Plus au large, la pente vers l'Est demeure très régulière le long de la côte rocheuse mais est un peu plus marquée (0,5 à 0,7°). La rupture de pente avec la plate-forme externe se situe vers 90 m de profondeur.

Nature des sédiments superficiels

Dans la continuité des cartes géologiques à 1/50 000 situées sur la bordure du Roussillon et du golfe du Lion (Perpignan, Leucate, etc.), l'information présentée sur le domaine marin concerne la nature des sédiments meubles superficiels. Cette présentation tient à la connaissance relativement exhaustive

acquise par de nombreux prélèvements superficiels et carottages lors des travaux réalisés dans les années 1960 et 70 (Monaco, 1971 ; Aloïsi, 1986 ; etc.). Par ailleurs, en termes d'unité géologique affleurante, la couverture sédimentaire meuble récente constitue, dans les domaines côtiers, le toit de l'unité sédimentaire postglaciaire plus ou moins épaisse mais qui recouvre en quasi-totalité les formations sous-jacentes pléistocènes ou antérieures.

La géométrie des formations pléistocènes a été reconnue par sismique réflexion dès les années 1970 (Monaco, 1973 ; Got, 1973 ; Got *et al.*, 1979) et a fait l'objet de très nombreux travaux depuis plus de deux décennies (*cf. infra*). En l'absence de reconnaissances récentes dédiées spécifiquement au secteur marin de la feuille Argelès – Cerbère, la cartographie a été reprise à partir des informations et contours de la carte sédimentologique à 1/10 000 Argelès (Got et Monaco, 1972), selon les principes retenus pour la feuille Perpignan (Aloïsi *et al.*, in Clauzon *et al.*, 1989). La cartographie plus détaillée par imagerie au sonar latéral de quelques secteurs du Roussillon (Méar *et al.*, 1992 ; Augris et Méar, 1993) a été également représentée dans le secteur côtier au large de Saint-Cyprien.

La distribution générale des sédiments, mise en évidence sur l'ensemble de la plate-forme du golfe du Lion (Monaco, 1971 ; Got, 1973 ; Aloïsi, 1986 ; etc.), montre un passage de sables fins littoraux à des graviers infralittoraux puis à des vases terrigènes vers le large. Les faciès sédimentaires ont été représentés en fonction des pourcentages de fraction fine (Lutites L) dans le sédiment : sables ($L < 25\%$), sables vaseux ($25 < L < 50\%$), vase sableuse ($50 < L < 75\%$) et vase terrigène ($L > 75\%$). Des informations sur la granulométrie des sables ont également été reprises de la carte à 1/100 000 Argelès et reportées sous forme de notations indiquant la nature des sédiments sableux ou graveleux du domaine côtier ou de la fraction sableuse des sédiments vaseux et des vases vers le large.

Les sédiments du domaine côtier

La distribution des sédiments décrite sur la feuille Perpignan se poursuit vers le Sud le long de la côte jusqu'à Argelès. Les sables fins (médiane comprise entre 40 et 200 μm) occupent une bande « parallèle au rivage et correspondent au littoral actuel » (J.-C. Aloïsi *et al.*, in Clauzon *et al.*, 1989). Au-delà des fonds de 15 m environ les sables très fins dominent à l'exception des secteurs situés autour des zones rocheuses. Autour de ces zones de substrat induré ou de sédiments très grossiers, la couverture sédimentaire est très hétérogène et formées de graviers et galets, de graviers sableux, de sables graveleux et de sables hétérométriques. Dans la zone de Saint-Cyprien cartographiée au sonar latéral (Méar *et al.*, 1992), « l'unité sédimentaire qui porte le nom de Rocher Saint-Cyprien [...] est occupée (en surface) à 90 % par des sables grossiers à graveleux affectés de nombreuses rides ». Ces mégarides ont une longueur d'onde de 1 à 3 m et jusqu'à 6 m dans cette zone du Rocher Saint-Cyprien et

leur orientation générale est parallèle à la côte. L'observation à des périodes différentes a révélé la mobilité importante des sédiments sablo-graveleux dans ces zones. Des remobilisations importantes sont observées lors des tempêtes d'automne avec des vents dominants de SE accompagnés de fortes houles du large (Méar *et al.*, 1992). Les roches occupant une faible surface dans cette zone sont constituées de grès fins. Ces « roches » sont recouvertes de concrétions coralligènes et sont difficiles à échantillonner mais des fragments récupérés dans des carottes de sédiments à proximité d'affleurements au large de Canet ont été datés à 27 200 ans (Monaco et Thommeret, 1969).

Au Sud d'Argelès, le long de la côte rocheuse, les sédiments littoraux sont plus grossiers et constitués principalement de graviers sableux le long de la côte jusqu'à Banyuls. Dans cette zone, à partir du Cap Béar, les graviers sableux s'étendent sur une bande large de quelques centaines de mètres. Autour de cette zone allongée de sédiments graveleux, se disposent des bandes de sables grossiers et des sables hétérométriques. Au Nord du Cap Cerbère, une zone de sables grossiers allongée N-S entourée de sables hétérométriques est également présente. Dans les autres secteurs les sables très fins sont présents dans les fonds de 20 m et dans certaines anses du domaine littoral.

Les sédiments du large

Sur l'ensemble du secteur situé au large de la côte sableuse, au-delà de la zone côtière soumise à l'action importante des houles, les sédiments vaseux et les vases prédominent dans les fonds de 30 à 40 m et au-delà. La fraction de silts et vases ($< 40 \mu\text{m}$) apparaît à partir de 20 m de profondeur et représente plus de 75 % des dépôts superficiels vers 40-50 m de profondeur. Au large de la côte rocheuse, les vases forment une bande N-S de 2 à 3 km de large dans les fonds de 70 à 90 m. Dans ce secteur, au niveau du plateau externe à pente très faible et légèrement accidentée, les sédiments superficiels sont à nouveaux plus sableux.

Géométrie des unités enfouies

Les nombreux travaux réalisés sur la plate-forme du golfe du Lion ont été principalement consacrés à la reconnaissance de la géométrie et des faciès des unités sédimentaires par sismique réflexion. Les profils issus de l'exploration pétrolière ont permis la cartographie des structures et l'étude des principales phases d'évolution de la marge du golfe du Lion. Le socle pyrénéen affleurant sur la côte et dans le domaine littoral, et les structures du rift oligo-aquitainien sont aujourd'hui profondément enfouies sous plusieurs milliers de mètres de sédiments y compris dans le secteur de la feuille Argelès – Cerbère (voir schéma structural). L'histoire postrift, caractérisée par le dépôt de mégaséquences sédimentaires (Gorini *et al.*, 1993) peut-être subdivisée en deux grandes phases,

miocène et plio-quadernaire, séparées par l'événement de la Crise de Salinité Messinienne (CSM) (Guennoc *et al.*, 2000 ; Bache *et al.*, 2010 ; etc.).

Lors de la CSM, l'abaissement du niveau marin de près de 1 500 m a conduit à un remaniement érosif majeur de la marge du golfe du Lion. Le toit des séries miocènes se trouve aujourd'hui enfoui à plusieurs centaines de mètres de profondeur sur le secteur de la feuille Argelès – Cerbère et à près de 1 500 m en limite nord-est de la carte. La reconstitution de la topographie de cette surface a permis de montrer l'existence d'un réseau d'incisions sur l'ensemble de la plate-forme (Guennoc *et al.*, 2000) et la continuité avec la surface d'érosion identifiée à terre sous la plaine du Roussillon et affleurant dans les rias en amont (Clauzon *et al.*, 1987 ; Duvaill *et al.*, 2005).

Au Pliocène inférieur, en liaison avec une élévation significative et une stabilité relative d'un haut niveau marin (+ 90 m), une sédimentation très active a permis un comblement significatif des rias messiniennes à terre avec la formation de Gilbert deltas dans les zones amont (Clauzon *et al.*, 1987) et en mer. Cette sédimentation importante couplée à une subsidence active de la marge ont abouti au dépôt d'épaisses unités sédimentaires dont l'accumulation a conduit à une progradation importante de la plate-forme sur près de 35 km au Pliocène inférieur (Lofi *et al.*, 2003 ; Rabineau *et al.*, 2014).

Après une phase de transition au Pliocène inférieur à moyen, la période du Pliocène moyen à supérieur et du Quaternaire a été marquée par les variations eustatiques liées à la mise en place des calottes glaciaires. Les fluctuations du niveau marin ont conduit à l'alternance de périodes de construction de la marge avec le dépôt de séries cliniformes sur la partie externe de la plate-forme. En 5 millions d'années la « reconstruction » de la plate-forme aurait permis d'atteindre la limite atteinte par le rebord de celle-ci au Messinien, soit à près de 60 km des côtes actuelles.

La disposition des unités pléistocènes et l'évolution de la plate-forme du golfe du Lion ont été intensément étudiées durant ces dernières décennies par la sismique réflexion à très haute résolution, des carottages et quelques forages. Les études à très haute résolution ont plus particulièrement concerné la géométrie des unités de régression forcée et les surfaces de bas et haut niveau marin liées aux cinq derniers grands cycles glaciaires de 100 000 ans (*i.e.* Rabineau *et al.*, 1998 ; Tesson *et al.*, 2000 ; Lofi *et al.*, 2003 ; etc.). Les séries cliniformes sont composées de sédiments sableux grossiers passant au sommet et vers le large à des sédiments fins. L'édification des prismes sédimentaires, qui a fait l'objet de nombreuses publications et discussions, a été rattachée aux périodes de chute du niveau marin des cycles de 100 000 ans (Bassetti *et al.*, 2008 et *refs in*). Ils sont séparés par des surfaces d'érosion polygéniques constituées durant les phases de bas niveau marin et de transgression. Ces dernières peuvent aussi être matérialisées par de très minces niveaux de sédiments fins.

Dans le secteur côtier du Languedoc occidental et du Roussillon, étudié depuis les années 1970 (Monaco, 1973 ; Got *et al.*, 1979), les recherches récentes ont permis de reconnaître la géométrie d'ensemble du cortège sédimentaire avec un approfondissement rapide du substratum et du toit des séries pliocènes vers le large (Tesson *et al.*, 2005, 2011 ; etc.). Les prismes de régression forcée du Pléistocène s'amincissent rapidement au niveau du plateau interne et les minces séries supérieures de chaque unité déposée en amont sous le plateau interne où les dépôts de hauts niveaux marins ont été très fortement, voire localement complètement, érodés lors des régressions et périodes de bas niveaux marins. La pile sédimentaire côtière supérieure est constituée du prisme convexe de l'ensemble sédimentaire postglaciaire qui est surtout développée dans le secteur rhodanien et nord-languedocien. À l'Ouest du golfe du Lion, l'ensemble sédimentaire pléistocène préservé au niveau du domaine côtier représente 30 à 40 m de dépôts au niveau de Leucate et l'unité sédimentaire postglaciaire (ou « déglaciaire ») atteint 20 à 30 m sous le plateau interne. Cette succession est très mince et peut être réduite à quelques mètres, voire absente localement, le long des côtes Sud du Roussillon (Labaune *et al.*, 2008). Ainsi dans la zone côtière de la feuille Argelès – Cerbère, la couverture sédimentaire quaternaire n'est épaisse que de quelques mètres et elle atteint une quinzaine de mètres vers le large (fig. 7). La surface de base de l'unité postglaciaire est « confondue » avec la surface érosive au toit des séries pliocènes déformées et tronquées (fig. 8). Les témoins de la dernière transgression sur cette surface ont pu être datés avec des âges de plus en plus récents du large vers la côte (de 13 000 ans à 6 000 ans) (Monaco *et al.*, 1972).

La reconnaissance de cette surface d'érosion et des incisions et remplissages sur les nombreux profils de sismique réflexion a permis de reconstituer le système fluvial du Roussillon à la base des unités pléistocènes (Tesson *et al.*, 2011). L'incision la plus méridionale correspond à un paléocours du Tech et se situe juste au Nord de la feuille Argelès – Cerbère (fig. 8). Plus au Nord, les cours de la Têt et de l'Agly se rejoignent à terre à proximité de la côte actuelle avant de bifurquer vers le Nord sous l'étang actuel de Salses-Leucate puis de tourner brusquement vers l'Est et la plate-forme avant le Cap Leucate. Au large, ce cours de l'Agly et de la Têt était rejoint par une vallée fluviale rassemblant au Nord les paléocours de l'Aude et de l'Orb (Labaune *et al.*, 2008 ; Tesson *et al.*, 2005 ; Tesson *et al.*, 2011).

ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES

L'histoire géologique enregistrée sur la feuille Argelès – Cerbère, et plus généralement dans les Pyrénées orientales, est longue de près de 600 millions d'années. On peut reconnaître plusieurs grandes périodes :

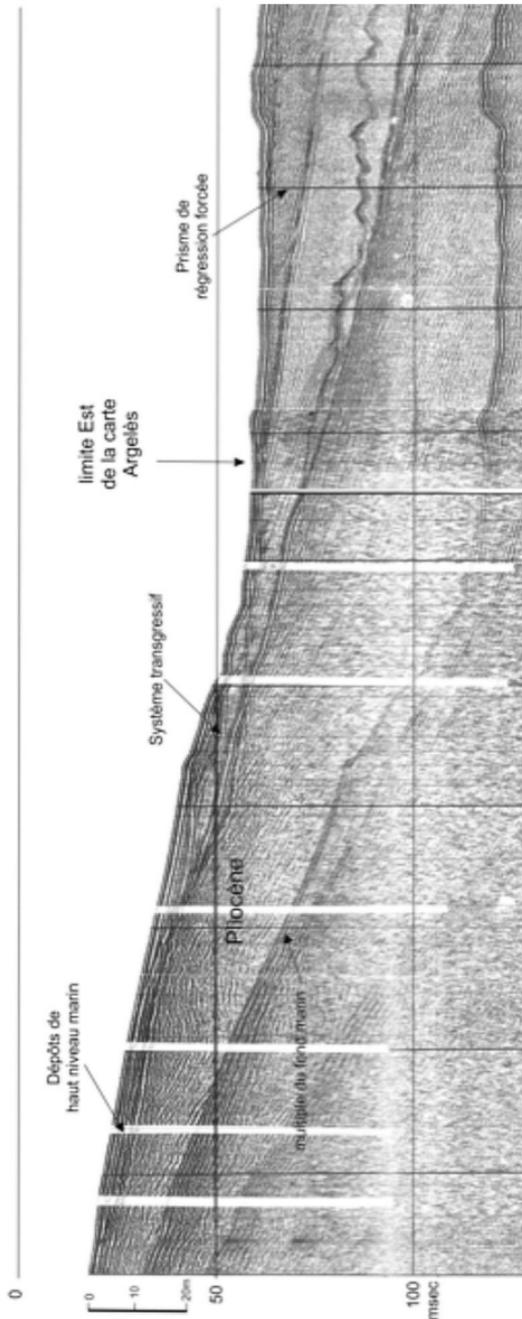


Fig. 7 - Coupe sismique et principales unités sédimentaires de la plate-forme à l'Ouest d'Argelès (d'après E. Thereau, 2000)

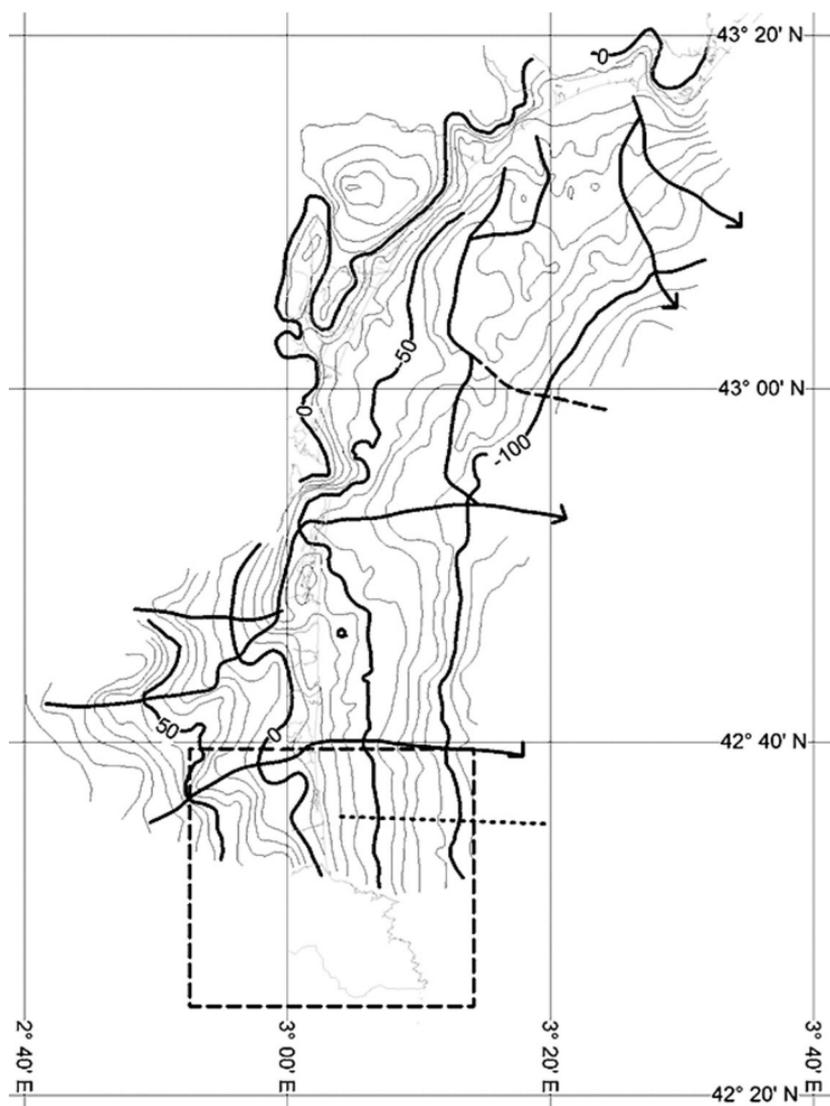


Fig. 8 - Carte isohypse de la surface d'érosion à la base des unités pleistocènes (S100-200) d'après Tesson *et al.* (2011)

Localisation de la feuille Argelès-Cerbère (tiretés) et position de la coupe sismique de la figure 7 (trait pointillé).

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

Sur la feuille Argelès – Cerbère, en ce qui concerne la tectonique, il convient de bien distinguer, en plus des tectoniques sarde médio-ordovicienne et fini-hercynienne (Stéphaniens-Autunien), non observables sur la feuille :

- la tectonique hercynienne du Carbonifère supérieur, polyphasée, associée à un intense plutonométamorphisme ;
- la tectonique alpine, fini-crétacée à éocène, essentiellement chevauchante ;
- la tectonique postalpine, marquée par des failles normales et la formation de bassins de type hémigraben (Roussillon, etc.), associée à la morphogénèse.

Les structures cartographiques majeures de la feuille Argelès – Cerbère sont (*voir schéma structural et coupe générale*) :

- l'anticlinal des Albères, structure hercynienne tardive de direction cartographique N110°E ;
- la retombée nord-orientale de l'anticlinal hercynien tardif du Roc de France ;
- les failles et zones mylonitiques décro-inverses dextres tardihercyniennes, N100-130°E à fort pendage NNE ;
- trois unités alpines majeures qui sont, du Sud vers le Nord et du bas vers le haut : (i) l'unité du Roc de France, beaucoup plus étendue sur la feuille Arles-sur-Tech ; (ii) l'unité des Albères, venant au-dessus de la précédente par la faille décrochevauchante de Sant Climent ; (iii) l'unité des Aspres, largement développée sur la feuille Céret ;
- la faille normale néogène du Tech, E-W et à regard nord, limitant au Sud le bassin du Roussillon.

ÉVOLUTION PRÉHERCYNIIENNE

Dans les Pyrénées orientales, l'abandon du modèle développé dans les massifs du Canigou et du Roc de France (un socle cadomien, constitué en grande partie par des méta-granites - aujourd'hui datés de l'Ordovicien ; une discordance majeure de la série préhercynienne sur ce socle ; de vastes plis couchés « penniques » répétant la limite socle-couverture ; Guitard, 1970 ; feuille Prades, Guitard *et al.*, 1998) conduit à poser la question de l'existence ou non d'événements cadomiens (fini-protérozoïques), dans la partie inférieure

édiacarienne (Groupe de Canaveilles) de la série préhercynienne (Laumonier *et al.*, 2004). D'autre part, si l'existence de l'orogénèse hercynienne du Carbonifère supérieur est un fait solidement établi dans les Pyrénées depuis très longtemps, il est apparu récemment que l'Ordovicien inférieur-moyen (~ 480-460 Ma) est une période particulièrement active avec la mise en place d'énormes laccolites granitiques (transformés en massifs gneissiques stratoïdes à l'Hercynien) et une tectonique suivie d'une érosion à l'origine de la discordance de l'Ordovicien supérieur sur la série préhercynienne. On peut qualifier de *sardes* ces événements.

La sédimentation préhercynienne (Édiacarien - Cambrien)

Aucune étude sédimentologique n'a été consacrée à la série préhercynienne dont les conditions de dépôt sont marines, de type plate-forme plus ou moins profonde ou bassin, parfois euxiniques. Dans le Groupe de Canaveilles, sur la feuille Argelès – Cerbère, à un fond sédimentaire détritique terrigène toujours fin, très distal, s'ajoute une composante volcanique plagioclasique discrète donnant à la série un caractère shalo-grauwackeux. Dans la Formation de Canaveilles, les intercalations calcaro-dolomitiques traduiraient des diminutions de la profondeur de dépôt (présence de stromatolithes à Ba tère, sur la feuille Céret) et même le développement de conditions de type récifal, comme le suggèrent de rares surépaisseurs brusques et locales (par exemple à Pouade, dans l'horizon M3-5). Le Groupe de Jujols est caractérisé par un renouvellement des apports et de leurs sources. La composante volcanique disparaît tandis qu'apparaît dans la Formation d'Alós d'Isil une composante détritique terrigène plus ou moins grossière, plus proximale, peut-être deltaïque (feuille Céret). La Formation brécheuse de Tregurà qui souligne la limite entre les deux groupes pourrait s'interpréter comme un dépôt de très bas niveau marin, c'est-à-dire des cônes profonds liés à la régression majeure qui marque le passage de l'Édiacarien au Cambrien, à moins qu'ils n'aient une origine tectonique (voir notice Prats-de-Mollo et thèse M. Padel, en cours). La Formation de Jujols, plus récente, est inconnue sur la feuille Argelès – Cerbère.

Le plutonisme préhercynien

Les métaгранites et les métadiorites associées ($^{\zeta}\eta$), datés de 533 ± 3 Ma, représentent, soit un témoin du plutonisme fini-cadomien reconnu également sur la feuille Arles-sur-Tech et dans le massif du Cap de Creus, où il est daté de ~ 560-555 Ma, soit réellement le témoin d'un épisode plutonique cambrien inférieur (également connu dans le massif nord-pyrénéen de l'Agly). Les granitoïdes « sardes » d'âge ordovicien inférieur-moyen (~ 475-460 Ma) sont généralement interprétés comme liés à un contexte tectonique extensif, dont il n'existe par ailleurs aucun indice structural direct (voir notice Céret).

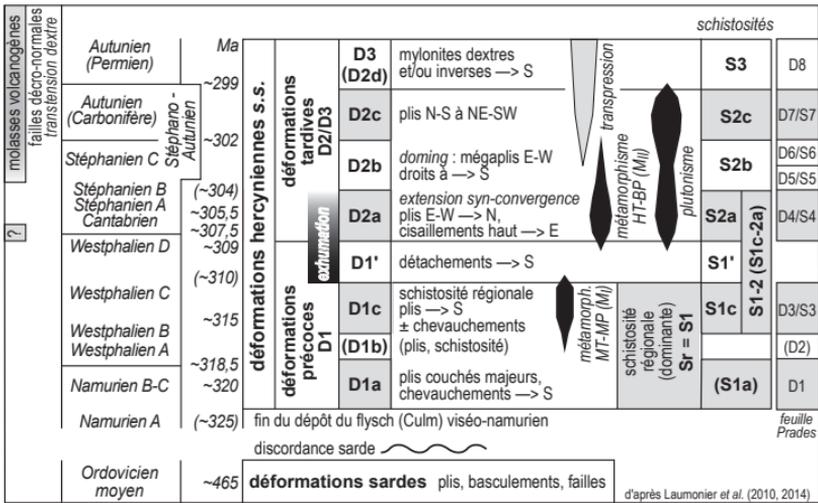


Fig. 9 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme

Pour l'ensemble des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est de la Zone Axiale pyrénéenne (en particulier Argelès-sur-Mer-Cerbère, Céret, Prats-de-Mollo et Mont-Louis), il est possible d'utiliser la chronologie relative des déformations hercyniennes établie initialement sur la feuille Prades, seule feuille où l'analyse structurale a été effectuée de façon complète, mais avec la notation de Laumonier *et al.* (2010) légèrement modifiée. La schistosité hercynienne régionale/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).

ÉVOLUTION HERCYNIENNE

Dans les Pyrénées orientales, on peut rapporter au cycle hercynien *stricto sensu* la série débutant à l'Ordovicien supérieur et s'achevant au Carbonifère inférieur (~455-320 Ma) - série inconnue sur la feuille Argelès – Cerbère - ainsi que la tectonique et le plutonométamorphisme du Carbonifère supérieur (~320-300 Ma). Des dépôts molassiques volcanosédimentaires stéphano-autuniens - également inconnus sur la feuille Argelès – Cerbère - achèvent ce cycle.

Tectonique hercynienne

La tectonique préhercynienne sarde (Ordovicien moyen *s.l.*), bien visible sur les feuilles Céret et Prats-de-Mollo, n'est pas identifiable sur la feuille Argelès – Cerbère, où la totalité de l'évolution structurale est rapportée au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien). L'évolution tectonique hercynienne des Pyrénées est particulièrement complexe et reste controversée en ce qui concerne le nombre et la succession des déformations, ainsi que leurs relations avec le plutonisme et le métamorphisme. Elle est résumée dans la figure 9.

Malgré les travaux réalisés dans les massifs des Albères et du Roc de France (Llac, 1973 ; Guitard *et al.*, 1984, inédit ; Cirés *et al.*, 1994 ; Vilà, 2003 ; Vilà *et al.*, 2005, 2007), la tectonique hercynienne de la feuille Argelès – Cerbère est encore mal connue.

Les structures hercyniennes précoces (D1)

Il s'agit des structures antérieures au plutonométamorphisme et aux déformations tardives D2 qui l'accompagnent. Tant dans les métasédiments non migmatitiques que dans les orthogneiss métagranitiques, la structure précoce la plus évidente sur le terrain est une schistosité très marquée affectant tous les lithotypes. Il s'agit de la schistosité précoce S1c, ici simplement appelée S1. Dans les schistes de Canaveilles et de Cabrils, S1 est presque toujours confondue avec la stratification S0 (schistosité continue) et les microplis associés sont rares, étant surtout visibles dans les marbres calcaires ; ils présentent généralement une vergence sud (SE à SW). Dans les schistes rubanés de la Formation d'Alós d'Isil, S1c s'écarte souvent de S0 (schistosité espacée) et les linéations L1/0 sont plus variables ; grâce aux excellentes conditions d'observation du littoral, de nombreuses microstructures anté-D1c sont visibles : microplis à charnières courbes (plis replissés, slumps probables) et souvent une première schistosité non entièrement effacée par S1c. Dans le domaine profond, migmatitique, il est possible que la schistosité dominante soit en réalité une schistosité S1c-2a, S1c ayant tendance à s'effacer (*cf. infra*). Aucun pli précoce (P1) de quelque importance (hm-km) n'a été identifié dans le massif des Albères

et il n'y a pas de répétition cartographique par des structures précoces des marqueurs lithostratigraphiques majeurs.

Les structures hercyniennes tardives (D2)

Les structures cartographiques majeures les plus visibles (voir carte, schéma structural et coupe), celles qui déforment l'ensemble des terrains préhercyniens (métasédiments et métagranites) ainsi que les isogrades hercyniens du massif des Albères, sont :

- l'anticlinal des Albères, demi-dôme décakilométrique coupé au Nord par la faille néogène du Tech et plongeant vers le SE, avec un flanc est où la série est globalement N-S et pentée vers l'Est, et un flanc sud où la série est orientée N100-110°E et souvent renversée (basculée au Nord) ;
- le synclinal de Banyuls, E-W, qui affecte le flanc est de l'anticlinal des Albères ;
- la zone synclinale de Rabós, qui structure le flanc sud de l'anticlinal en Espagne ;
- la zone synclinale du Perthus séparant l'anticlinal des Albères de celui du Roc de France, altérée par la faille alpine de Sant Climent ;
- de nombreuses failles mylonitiques N110-120°E, fortement inclinées au NNE, à jeu décrochevauchant dextre.

Les structures plicatives, présentes à toutes les échelles, sont très complexes car polyphasées (*cf. infra*) et sont attribuées pour la plus grande part à la phase D2b, phase de *doming* essentielle dans les Pyrénées. La déformation mylonitique très tardive D3 est considérée comme postérieure à l'essentiel des phases plicatives (pour une autre interprétation dans laquelle structures plicatives et mylonitiques sont plus ou moins synchrones, voir Carreras *et al.*, 1980 ; *cf. infra*). Comme partout ailleurs dans les Pyrénées orientales (voir feuilles Céret et Prades), d'autres déformations tardives sont identifiables, quoique difficilement en général : D2a, étroitement associée au métamorphisme de HT-BP, D2c liée à la mise en place de certains granitoïdes.

La déformation D2a

C'est la déformation globalement synchrone de la culmination du métamorphisme MII de HT-BP ; la phase D2a possède une composante extensive plus ou moins forte selon les régions. Elle n'a pas été étudiée spécifiquement et semble nettement moins développée -ou moins facile à voir- que sur les feuilles Arles-sur-Tech et Prades (voir les notices de ces feuilles), mais on peut lui rapporter, par exemple, les petits plis et cisaillements à vergence nord syn-migmatitiques du domaine profond, et il est possible que dans ce domaine la schistosité dominante soit en réalité une schistosité S1-2a traduisant une reprise en aplatissement (extension) de la schistosité précoce S1.

La déformation D2b

Les plis tardifs métriques à kilométriques qui affectent la schistosité régionale précoce S1 (S0-1 le plus souvent, ou bien S1-2a dans les domaines fondus) et qui sont attribuables à D2b, sont omniprésents dans le massif des Albères. Leurs directions les plus fréquentes vont de N050-060°E à N110-120°E ; les plongements, faibles dans le cœur du massif, deviennent moyens à forts vers l'Est, dans la moitié orientale du massif, d'où l'allure générale en demi-dôme du massif. Ils sont de manière irrégulière associés à des schistosités S2b subverticales ou à pendage variable vers le Nord, plus rarement vers le Sud. Les plis P2b sont plutôt droits dans le Nord du massif et nettement déversés au S dans le Sud, ce qui confère au massif des Albères une structure en éventail, caractéristique déjà notée par C. Depéret et G. Loutrel (1910) et bien visible sur les coupes de M. Vilà (2003) et sur la coupe générale. Dans la moitié orientale du massif, la structuration D2b du massif résulte de la superposition de deux phases de plissement, une phase D2b' (plis ENE-WSW à vergence sud, et une phase D2b'' (plis N100-120°E droits), la première étant sans doute plus ancienne que la seconde, comme c'est le cas dans le massif du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech) et surtout au Nord du massif du Canigou (feuille Prades, où ces phases ont naguère été appelées D5 et D6) ; la coexistence fréquente de deux linéations tardives, l'une N045-060°E et l'autre N090-120°E (Llac, 1973 ; Cirés *et al.*, 1994), renforce cette interprétation. Cependant, dans la moitié occidentale du massif, tous les plis tardifs prennent une orientation générale N100-110°E et il n'est plus possible de séparer les plis P2b' et P2b''.

• **Les structures D2b'**. Entre le Mas des Abeilles et le Coll de Banyuls, l'horizon carbonaté de la Baillauray (bC3) est ployé par un anticlinal kilométrique, l'anticlinal du Pic d'Estelle. Cet anticlinal est approximativement 060NE40, de plan axial 130NE45 et il est déversé vers le SSE, avec un flanc normal 150E60 au Nord (Mas des Abeilles) et un flanc renversé 100N70 au Sud (Coll de Banyuls) ; des plis hectométriques de même style compliquent le flanc normal, par exemple à l'Ouest du Col dels Ladres. L'horizon du Pic d'Estelle (bC2), fortement plissé dans le même style, apparaît dans la zone de charnière de l'anticlinal ; ces plis très serrés ont déjà été signalés par Jauzein (1953). Vers le NW (secteur du Pic de Sallfort), le tracé des isogrades matérialise la continuation de l'anticlinal du Pic d'Estelle ; au-delà (haute vallée de la Massane), au cœur de l'anticlinal des Albères, apparaît la partie la plus ancienne de la Formation de Canaveilles (bC0). À l'opposé, vers le SE, l'anticlinal de Port Bou, dont la trace axiale longe la frontière, prolonge l'anticlinal du Pic d'Estelle ; dans l'arrière-pays de Cerdère et de Port Bou, l'abondance des plis tardifs P2b' déca- à hectométriques déversés en cascade vers le Sud explique *pro parte* la très grande surface d'affleurement de la Formation de Cabrils. Dans tout ce domaine, l'anticlinal des Albères, qui n'est donc pas un simple pli droit N110°E, ouvert et plongeant à l'ESE comme une lecture rapide de la carte pourrait le faire penser - en réalité, c'est la trace du plan axial qui a cette direction - mais un pli E-W à

ENE-WSW, déversé au S-SE et serré, ce qui avait été pressenti par Llac (1973) qui toutefois en avait donné une interprétation différente. En conséquence, le versant espagnol du massif, de Port Bou jusqu'au Sud du Pic des Pradets, représente globalement le flanc inverse de l'anticlinal des Albères. Sur le versant espagnol, dans le secteur de Rabós (voir schéma structural), la réapparition en série normale pentée sud de la Formation d'Alós d'Isil, démontrée par les nombreuses occurrences de microconglomérats (voir feuille La Jonquera), doit matérialiser le retour synclinal méridional du pli des Albères ; mais dans ce secteur des plis N-S, peut-être de phase D2c, compliquent le tableau. Plus au Nord-Ouest, cette zone synclinale (pli de Saint-Martin-de-l'Albère) est plutôt WNW-ESE, et son flanc renversé explique la présence de la Formation de Cabrils à l'Ouest de la carte et jusque sur la feuille Céret, entre les anticlinaux des Albères et du Roc de France ; mais cette structure est fortement remaniée par les zones mylonitiques D3 de la zone du Perthus et par la faille alpine de Sant Climent qui transporte la Formation de Cabrils et le pli de Saint-Martin sur la Formation d'Alós d'Isil appartenant déjà à l'unité du Roc de France. Dans l'ensemble donc, le revers sud du massif des Albères se caractérise par une série renversée à fort pendage N-NE que l'on suit à proximité de la zone frontière de Port-Bou jusqu'à Saint-Jean-de-l'Albère, trait structural dont l'importance mérite d'être soulignée. D'après la carte et la notice de la feuille La Jonquera (Cirés *et al.*, 1994), de grands plis N-S à NW-SE déversés à l'W-SW affectent l'encaissant oriental du pluton d'El Castellar, formés de granites porphyroïdes orientés, ainsi que le pluton lui-même (voir schéma structural). Il est difficile de dire s'il s'agit de plis P2b' liés à la zone synclinale de Rabós, hypothèse la plus probable dans la mesure où ce pluton pourrait être anté-D2b (*cf. infra*), ou bien de plis P2c, ou les deux.

• **Les structures D2b''**. Le synclinal plurikilométrique de Banyuls, au cœur duquel est conservée la Formation d'Alós d'Isil, est un pli plus ou moins droit, sans renversement de série donc, de direction N080-100°E et de plongement 20-50°E ; dans le secteur situé à l'Est de la Tour Madeloc lui sont associés de nombreux plis déca-hectométriques de même géométrie. À l'Ouest, le synclinal de Banyuls se perd dans la zone de faille de Valbonne-Lavall. Au Nord, l'anticlinal qui fait suite au synclinal de Banyuls est largement masqué par les failles du Cap Béar et de Port-Vendres, mais il est clair que le compartiment de Port-Vendres en représente le flanc nord ; vers l'Ouest, il se prolonge par l'anticlinal de Sorède (*cf. coupe*). La partie la plus profonde du massif des Albères, c'est-à-dire *grosso modo* le versant français à l'Ouest du méridien de Sorède, se présente pour l'essentiel comme un monoclinal penté vers le Sud mais compliqué par des plis P2b'' N100-110°E plus ou moins droits. La série est à l'endroit et les termes les plus profonds, qui sont également les plus métamorphiques, se localisent au Nord du domaine, près de la faille du Tech. Ce domaine est encadré par deux failles mylonitiques décro-inverses majeures définissant trois compartiments (*cf. infra*), la zone de faille de la Vallée Heureuse à l'Est qui fait avancer le compartiment de Sorède sur le compartiment profond

de Laroque, et la faille du Pic Saint-Christophe à l'Ouest qui fait avancer le compartiment de Laroque sur le compartiment moins profond de Saint-Jean-de l'Albère. Le raccord entre l'anticlinal de Sorède et le monoclinal de Laroque est difficile à lire mais il se fait dans la zone de faille de la Vallée Heureuse qui masque un important couple anticlinal-synclinal P2b". On peut ainsi expliquer principalement par le jeu de la phase D2b" le relèvement du cœur du massif et le basculement général de la série vers le Sud dans le compartiment de Laroque, ainsi que le basculement vers l'Est dans la moitié orientale du massif et le fort plongement vers l'ENE de l'anticlinal P2b' du Pic d'Estelle et de Port-Bou ; ce dispositif a été amplifié par le soulèvement néogène du massif des Albères (*cf. infra*).

• **Conclusion.** L'anticlinal des Albères est composite et polyphasé, plus complexe donc que ce que laisse supposer le seul examen de la carte. Il s'est développé pendant la phase D2b' au Sud-Est et à l'Ouest, et a été restructuré pendant la phase D2b" au Nord et à l'Est. En définitive, le massif des Albères ne se distingue des autres dômes hercyniens tardifs (Roc de France, Canigou) que par le plus grand développement des plis P2b' et par l'important renversement de la série qui en résulte. Dans l'angle Sud-Ouest de la carte, les schistes épizonaux (Formation d'Alós d'Isil et *pro parte* Formation de Cabrils) formant l'encaissant supérieur du pluton de la Jonquera présentent un pendage moyen à fort vers le NE et appartiennent à la retombée nord-est du dôme D2b du Roc de France (voir feuille Arles-sur-Tech).

La déformation D2c

Cette phase est ailleurs contemporaine de la fin de la mise en place des granitoïdes, par exemple le pluton de Mont-Louis (*cf.* feuilles Prades et Mont-Louis). Dans la partie orientale du massif des Albères, des linéations de crénulation L2c N-S à NE-SW et des schistosités raides de même direction, typiques de cette phase de déformation, ne sont pas rares, notamment dans la zone des schistes tachetés du Cap Canadell, au Nord de Cerbère (Llac, 1973), où elles signalent l'existence d'un pluton non affleurant. Il est envisageable, mais peu probable, que les plis associés au pluton d'El Castellar soient des plis P2c (*cf. supra*).

Les structures mylonitiques décrochevauchantes dextres D3 (D2d)

Dans les Pyrénées centro-orientales, d'importantes bandes mylonitiques aux caractéristiques semblables affectent l'ensemble des terrains hercyniens métamorphiques et plutoniques : faille de Mérens E-W (feuilles Prades et Mont-Louis), zone mylonitique nord-Canigou ENE-WSW et NW-SE (feuille Prades), zone du Perthus WNW-ESE (feuilles Arles-sur-Tech, Céret et Argelès – Cerbère), bandes mylonitiques N110-120°E des massifs des Albères (feuille Argelès – Cerbère) et du Cap de Creus. Elles ont un pendage nord ou NE

généralement fort et une cinématique inverse, inverse-dextre le plus souvent ou dextre selon leur orientation ; les linéations d'étirement mylonitiques sont typiquement orientées N110-120°E et ont un plongement variable vers l'WNW.

Sur la feuille Argelès – Cerbère, les six principales zones mylonitiques N110-120°E, larges ou au contraire étroites et à valeur de « failles ductiles », sont du SW vers le NE :

- la **zone mylonitique du Perthus** (Soliva *et al.*, 1991 ; Soliva, 1992), mieux développée sur la feuille Arles-sur-Tech, large de 4-5 km, située de part et d'autre de la faille de Sant Climent (qui en représente le rejeu alpin, au demeurant modeste ; *cf. infra*), au Sud de la **faille du Puig dels Hommes** ; elle est formée par la coalescence de bandes de déformations déca- à hectométriques montrant des gradients de déformation très forts, les granites pouvant n'être que très peu déformés ou au contraire ultramylonitisés et ressemblant alors à des quartzophyllades très fines ; le mouvement est de type décrochant à décrochevauchant dextre, les déplacements sont faibles ;
- la **faille du Pic Saint-Christophe**, au jeu inverse notable (de l'ordre du kilomètre) ; il est à noter que les diorites de Saint-Jean et Saint-Martin-de-l'Albère, entre les failles du Puig dels Hommes et du Pic Saint-Christophe, vont vigoureusement mylonitisées ;
- la **faille du Col des Trois Hêtres** ;
- la zone de **failles de la Vallée Heureuse**, large de 1 000 m environ ; elle se prolonge en direction du SE par la **faille du Col de Banyuls** qui interrompt les bandes carbonatées du Pic Estelle et de la Baillaury ;
- la **faille de Lavall-Valbonne**, double ;
- la partie ouest de la **faille de Port-Vendres**.

Dans la partie nord du massif, ces failles définissent quatre compartiments principaux, soit du SW vers le NE : Saint-Jean-de-l'Albère, Laroque, Sorède et Port-Vendres.

L'interprétation des mylonites affectant le socle hercynien reste controversée. Pour certains auteurs, elles sont principalement alpines (Lamouroux *et al.*, 1980 ; McCaig et Miller, 1986 ; Soula *et al.*, 1986), pour d'autres elles sont hercyniennes mais avec un rejeu alpin important (Costa et Maluski, 1988 ; Soliva *et al.*, 1992, 1993 ; Maurel, 2003) ou au contraire un rejeu alpin modeste ou nul (Carreras *et al.*, 1980 ; Geysant *et al.*, 1980 ; Gleizes et Bouchez, 1989 ; Gleizes *et al.*, 1998 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Carreras, 2001 ; Druguet *et al.*, 2008). En faveur d'un âge alpin, on a invoqué les âges radiométriques Ar-Ar crétacés-éocènes obtenus sur les micas des mylonites ainsi que la parenté structurale (orientation, cinématique) avec certains chevauchements alpins avérés, par exemple le chevauchement des Aspres (feuille Céret) ou le chevauchement de Darnius (feuille Arles-sur-Tech). En faveur d'un âge hercynien, on a invoqué le

fait que, bien qu'étant rétro-morphiques, elles débutent dans des conditions d'assez haute température, notamment dans les granitoïdes carbonifères (blastomylonites avec stabilité de la biotite, de la clinozoïsite, du sphène et de l'albite), même si leur jeu final se fait dans les conditions de stabilité de la chlorite (voir aussi la notice Arles-sur-Tech). Les âges alpins obtenus sur les micas traduiraient alors une remise à zéro ou dans certains cas une simple réouverture des systèmes isotopiques. De plus, dans les massifs des Albères, elles pourraient être associées au métamorphisme MIII barrovien à disthène-staurotide (Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010 ; *cf. infra*) peu compatible, semble-t-il, avec les conditions P-T prévalant dans le bâti hercynien lors des déformations alpines.

Dans l'hypothèse retenue ici d'un âge essentiellement hercynien, un désaccord existe aussi sur la relation entre les mylonites et les déformations tardives plicatives : pour certains auteurs, les mylonites seraient étroitement liées à la formation des dômes tardifs dont elles souligneraient les bordures nord, dans un régime tectonique constamment transpressif (Carreras *et al.*, 1980 ; Gleizes *et al.*, 1998 ; Vilà *et al.*, 2007 ; Druguet *et al.*, 2008) ; dans le massif des Albères cependant, les failles mylonitiques affectent la totalité du demi-dôme et plus spécialement la zone synclinale séparant les dômes des Albères et du Roc de France. Pour d'autres, dont les auteurs de la présente carte, et parce qu'elles affectent tous les granitoïdes et notamment ceux qui sont synchrones de la déformation D2c (pluton de Mont-Louis en particulier ; voir notice Prades), elles correspondent à une ultime phase tardive D3 (D2d) et sont donc postérieures et indépendantes du *doming* D2b.

Par leur orientation N080°E, leur pendage sud et leur cinématique décrochante normale, les *failles de Port-Vendres* (partie est) et surtout *du Cap Béar*, au Nord-Est du massif, s'intègrent mal dans ce dispositif. Il pourrait s'agir de failles finihercyniennes stéphano-permiennes, voire de failles préalpines plus jeunes, mais sans doute pas de failles néogènes dont elles n'ont pas les caractéristiques (la déformation est ductile et non cataclastique, etc.).

Plutonométamorphisme et évolution structurale tardive (D2)

Les métamorphismes hercyniens

Dans les Pyrénées orientales, il est possible de définir trois métamorphismes hercyniens successifs à caractère régional : un métamorphisme barrovien (MT-MP) M_I relictuel précède le métamorphisme de HT-BP M_{II} dominant, un métamorphisme barrovien rétro-morphique M_{III} lui succède (Azambre et Guitard, 2001). M_I, mal exprimé sur la feuille Argelès – Cerbère, est lié aux déformations précoces D1, M_{II} et M_{III} sont synchrones des déformations tardives D2. Pour une discussion d'ensemble sur la question, voir G. Guitard *et*

al. (1996) et B. Laumonier *et al.* (2010). Les roches plutoniques quant à elles développent un métamorphisme de contact MC localement fort. Les métamorphismes M_I et M_{II} du massif des Albères ont été étudiés avec un grand luxe de détails par G. Guitard (*in* Guitard *et al.*, 1996), et M_{II} a été revu par M. Vilà *et al.* (2007) ; seuls les résultats essentiels de ces travaux sont rapportés ici. La cartographie des isogrades est reprise de G. Guitard *et al.* (1996), légèrement modifiée. Par ailleurs, le métamorphisme de contact des massifs plutoniques est intense au Sud-Ouest de la carte.

Le métamorphisme barrovien précoce (M_I)

Le métamorphisme barrovien M_I, qui s'est développé en réponse aux déformations et à l'épaississement précoces, est presque totalement effacé par M_{II}. Dans le haut de la pile lithotectonique, la schistosité S₁ à chlorite-muscovite doit lui être associée. À plus grande profondeur, S₁ devait être à muscovite-biotite, mais on peut estimer que l'isograde de la biotite M_I était situé plus profondément que l'isograde de la biotite M_{II} : lorsque la schistosité S₁ est à biotite (dans la mésozone M_{II} légère), cette biotite pouvait être une chlorite M_I mimétiquement transformée en biotite M_{II}, au-dessus de l'isograde de la biotite M_I, ou encore une biotite M_I recristallisée (Laumonier *et al.*, 2010). Dans la mésozone profonde et la catazone M_{II}, du disthène relique M_I, vestige de la mésozone M_I, se rencontre sporadiquement (Fontailles et Guitard, 1971).

Le métamorphisme de HT-BP (M_{III})

L'intense métamorphisme HT-BP M_{III} est post-D₁ et synchrone du début des phases tardives (il est globalement syn-D_{2a}) et du début du plutonisme. Les isogrades sont approximativement stratiformes, c'est-à-dire parallèles aux limites lithostratigraphiques majeures et comme elles plissés par la phase de *doming* D_{2b} et bien sûr affectés par les décro-chevauchements mylonitiques D₃. M_{III} est marqué, comme dans le massif du Canigou (notice Prades) et comme il est habituel dans ce type de métamorphisme, par la succession prograde (à température croissante) des zones suivantes dans les métapélites, soit du haut vers le bas :

- zone de la chlorite (Zch), à chlorite-muscovite ; elle affecte plus spécialement la Formation d'Alós d'Isil, à la périphérie du dôme des Albères, à l'Est (littoral) et au Sud, mais également à la retombée nord-est du dôme du Roc de France, sous la faille (alpine) de Sant Climent ;
- zone de la biotite (Zb), à biotite-muscovite-chlorite, marquant le début de la mésozone ;
- zone de la cordiérite, à cordiérite-biotite-muscovite-chlorite ; très mince (environ 100 m), elle a été regroupée sur la carte avec la zone suivante sous l'indice Zca ;
- zone de l'andalousite (Zca), à andalousite-cordiérite-biotite-muscovite ; de la staurotide (plus rare semble-t-il que dans le massif du Canigou) et du grenat se

rencontrent aussi et sont généralement inclus dans l'andalousite (ce sont des minéraux reliques datant du premier stade de développement de M_{II}) ;

– zone à muscovite-sillimanite (Zms), à sillimanite-muscovite-andalousite-cordiérite, la sillimanite étant généralement fibreuse (fibrolite) ;

– zone à sillimanite-feldspath potassique (Zskf), à sillimanite (souvent prismatique), feldspath potassique et muscovite résiduelle (à distinguer de la muscovite rétrograde liée aux leucogranites, fréquente), lorsque l'association (muscovite + quartz) cesse d'être stable, ce qui signe l'entrée dans la catazone ; c'est avec cette zone, probablement mince (sauf, curieusement, dans le compartiment de Port-Vendres) et pratiquement confondue avec la zone suivante, que commence, de manière irrégulière, la fusion partielle (anatexie) ;

– zone à sillimanite-grenat-cordiérite-biotite (Zskf), non différenciée de la précédente sur la carte, marquée par la fusion-déshydratation de la biotite, le développement de la cordiérite et l'apparition d'abondants leucosomes granitiques, le tout traduisant une forte anatexie dans les métagrauwackes qui sont transformées en paragneiss restitiques à cordiérite ou parfois à grenat ; les métapélites sont transformées en kinzigites à sillimanite, cordiérite, grenat et biotite (ces roches ne sont pas rares au Sud de Montesquieu, notamment), le maximum du métamorphisme étant marqué par la disparition du grenat, à la limite entre les faciès des amphibolites et des granulites.

Les estimations des conditions P-T approximatives au moment de la culmination du métamorphisme varient légèrement selon les auteurs (Guitard & Mozgawa-Krutov, 1986 ; Guitard, 1996 ; Vilà *et al.*, 2007) : 2 à 2,5 kbar et ≥ 400 °C à l'isograde de la biotite ; 2,5 à 3 kbar (soit environ 10 km de profondeur) et 535-540 °C à l'isograde de la cordiérite ; 3,5 à 4,5 kbar (15 km), et 700-730 °C, voire 5,5 kbar (20 km) et 750 °C, au tréfonds du massif. Les rétomorphoses classiques dans ce type de métamorphisme sont fréquentes, comme par exemple le développement de cordiérite aux dépens du grenat ou de la sillimanite dans les zones les plus profondes, ce qui enregistre un refroidissement vers 515-535 °C (Guitard, 1996), ou encore le développement de muscovite en liaison avec les leucogranites.

Régionalement, le métamorphisme M_{II} mésozonal est un métamorphisme de HT-BP à biotite, cordiérite, andalousite et sillimanite-muscovite, globalement stratiforme, synchrone de la première phase tardive D2a. Dans le détail, pour les roches de la zone à andalousite, le métamorphisme M_{II}, prograde, s'est développé à pression légèrement décroissante (de 3 à 2,5 kbar environ), pour une température proche de 540 °C mais croissante (Laumonier *et al.*, 2010), passant d'un stade à staurotide-andalousite (M_{IIa}, de type intermédiaire de basse pression) à un stade à cordiérite-andalousite (M_{IIb}, de type HT-BP *s.s.*). Cette faible chute de pression intervient à la suite de l'épisode d'exhumation fini-D1 (D1'), non caractérisé sur la feuille Argelès – Cerbère (voir notice Prats-de-Mollo). Cette interprétation polymétamorphique, M_I et M_{II} étant tous deux

progrades mais séparés par une forte chute de température et de pression fini-D1, va à l'encontre de l'interprétation monométamorphique des auteurs catalans, qui n'envisagent qu'un seul épisode métamorphique (Vilà *et al.*, 2007 ; discussion *in* Laumonier *et al.*, 2010 ; voir aussi Aguilar *et al.*, 2015, pour le massif voisin du Roc de France).

Le métamorphisme mésozonal culmine entre D2a et D2b, les isogrades mésozonaux étant clairement plissés par les mégaplis tardifs P2b : le dôme des Albères, comme les autres dômes métamorphiques si typiques des Pyrénées, sont donc avant tout des dômes structuraux largement postmétamorphes. Cependant, le fait que l'isograde de la biotite monte un peu plus haut dans la pile lithostratigraphique au niveau des synclinaux D2b de Banyuls et de Rabós, et les rétro-morphoses à cordiérite ou muscovite notées dans le cœur du dôme (*cf. supra*), suggèrent un certain ré-équilibre thermique pendant D2b, avec remontée des isothermes dans les synclinaux et peut-être au contraire descente dans le cœur anticlinal, le bâti étant encore à ce moment chaud dans son ensemble.

Le métamorphisme de contact des intrusions hercyniennes

Très banal, il se caractérise par le développement de schistes tachetés et de cornéennes à biotite, cordiérite et andalousite aux dépens de l'épizone ou de la mésozone à biotite, au Sud-Ouest de la carte. Dans le massif des Albères, il se superpose à la mésozone à biotite et cordiérite-andalousite M_{II} (localement, l'andalousite peut être pseudomorphosée par la sillimanite de contact). On peut noter la présence de schistes tachetés au Cap Canadell (Nord de Cerdère), bien qu'aucun granite n'affleure à cet endroit, du moins à terre. Quand ils sont en contact direct avec les micaschistes encaissants, les corps mafiques provoquent un intense métamorphisme statique à hypersthène, grenat, spinelle, sillimanite, tandis que les diorites de bordure se chargent en grenats (Alm, Pyr). Dans la catazone, les leucogranites ne développent pas de métamorphisme de contact net (encaissant très métamorphique et corps trop petits), mais le développement général de la muscovite rétro-morphique (*cf. supra*) peut leur être rapporté.

Le métamorphisme barrovien tardif (M_{III})

De remarquables bien que microscopiques paragenèses rétro-morphiques sont connues dans le domaine profond des Albères :

- paragenèses épizonales à chloritoïde dans les métapélites mésozonales M_{II} à sillimanite ;
- paragenèses mésozonales à disthène, staurotide, grenat, paragonite et muscovite phengitique, développées aux dépens de la cordiérite, dans les paragneiss catazonaux M_{II}.

Elles traduisent la réapparition de conditions barroviennes voisines de celles de M_I. Une légère augmentation de pression (0 à 1 kbar) dans une catazone M_{II} déjà refroidie vers 500-530 °C, comme l'indique le développement de la cordiérite tardive (*cf. supra*), suffirait à expliquer les rétro-morphoses mésozonales M_{III}. La localisation préférentielle de ces rétro-morphoses dans les blastomylonites D3 (les minéraux rétro-morphiques étant peu ou pas déformés, au contraire des minéraux M_{II}) suggère que cette surpression serait en partie au moins liée au jeu des zones mylonitiques (Fontailles et Guitard, 1971 ; Guitard, 1987 ; Guitard, 1996 ; Azambre et Guitard, 2001), très tardive donc. Toutefois, l'interprétation du métamorphisme M_{III}, dans le massif des Albères et dans le massif du Cap de Creus où il est également connu, reste problématique et pourrait débiter avant D3, dès D2b peut-être (Laumonier *et al.*, 2010).

Le plutonisme hercynien et ses relations avec la tectonique tardive D2

Le plutonisme hercynien des Pyrénées orientales est globalement synchrone des phases tardives D2a à D2c. Il débute pendant D2a, par des intrusions laccolitiques concordantes, dans la mésozone M_{II} principalement, se poursuit pendant D2b et s'achève pendant D2c, sous forme de grands plutons épizonaux souvent discordants tel celui de Mont-Louis (feuilles Prades et Mont-Louis) (synthèse et références *in* Laumonier *et al.*, 2010).

Le complexe mafique stratoïde de Saint-Jean-de-l'Albère montre, comme son encaissant (Formation de Cabrils), un fort pendage nord et est vraisemblablement renversé, comme cela a été suggéré il y a longtemps (Laffitte, 1958) ; il apparaît effectivement dans le flanc renversé du grand pli D2b de St-Martin-de-l'Albère décrit ci-dessus. Sa mise en place serait donc anté-D2b et s'est faite à un niveau relativement élevé de la série, probablement dans la zone à biotite M_{II}. Il est recoupé par des filons de pegmatite-leucogranite subverticaux, syn- à post-D2b. Des sills de granite à biotite dépendants du pluton d'El Castellar paraissent étroitement associés aux sills mafiques, ce qui suggère une mise en place également anté-D2b de la partie nord-occidentale (granite de Requesens) du pluton d'El Castellar. En revanche, c'est moins clair pour la partie orientale du pluton, formée de granites à biotite porphyroïdes orientés, qui pourrait s'être mise en place plus tard, pendant D2c (*cf. supra*), mais cela resterait à démontrer.

La partie visible sur la feuille Argelès – Cerbère du toit du pluton de la Jonquera est intrusive dans la Formation d'Alós d'Isil et le sommet de la Formation de Cabrils (zones à chlorite et biotite M_{II}), l'âge précis de sa mise en place étant indéterminé.

Dans le cœur du massif des Albères, le magmatisme est marqué dès D2a par la fusion partielle des méta-grauwackes (anatexie) et par la mise en place des

premiers corps ou sills de leucogranites, plus ou moins concordants avec S1 (Est et Sud de Lavall, par exemple) ; en effet, ces premiers leucogranites sont affectés par les déformations D2b. D'autres leucogranites et surtout des pegmatites se mettent en place pendant ou après D2b, sous forme de filons E-W à N120°E subverticaux ou à fort pendage nord, c'est-à-dire parallèles aux plans axiaux des plis D2b, et qui sont repris par les zones mylonitiques D3 (grosse pegmatite de la Tour de la Massane, par exemple). Il est intéressant de noter que ces relations entre plutonisme felsique et déformations tardives sont les mêmes que celles que l'on observe, notamment, dans le cœur du massif du Canigou (voir notice Prades). Il faut noter par ailleurs que l'enveloppe supérieure du remarquable champ filonien de leucogranites-pegmatites (Jauzein, 1953 ; Malló *et al.*, 1995 ; voir aussi chap. *Description des terrains*) est subparallèle aux isogrades métamorphiques M_{II}, et plus précisément qu'elle se place vers le milieu de la zone à cordiérite-andalousite, c'est-à-dire approximativement vers l'isotherme 575 °C. Les relations entre le métamorphisme HT-BP, l'anatexie, l'eau et ces pegmatites-leucogranites « péri-anatectiques » ont été analysées en détail il y a déjà longtemps par A. Autran *et al.* (1970).

Conclusion : un plutonométamorphisme syntectonique hercynien tardif

Même si le détail de la chronologie reste incertain dans le massif des Albères, il est possible d'affirmer que le métamorphisme HT-BP M_{II}, le plutonisme et les déformations tardives D2 (D2a-D2c) sont globalement synchrones, comme ailleurs dans les Pyrénées orientales. Métamorphisme et plutonisme apparaissent comme deux conséquences d'un même événement thermique affectant à la fois le manteau supérieur et la croûte inférieure-moyenne, à l'origine donc d'un plutonométamorphisme spectaculaire développé dans un régime tectonique fluctuant, de type extension syn-convergence (D2a), puis convergent (D2b) et enfin décrochant transpressif (D2c) se poursuivant pendant D3 (Laumonier *et al.*, 2010) ; cependant, ce régime tectonique est considéré comme essentiellement transpressif par M. Vilà *et al.* (2005, 2007), de même que dans le massif du Cap de Creus (par ex. : Carreras et Druguet, 1994), ou encore compressif avec une forte composante diapirique dans le massif du Roc de France (Aguilar *et al.*, 2015). En résumé (Laumonier *et al.*, 2010 ; voir aussi chap. *Synthèse géodynamique*), une forte anomalie thermique d'origine profonde, mantellique, peut-être liée à un processus de délamination sous-crustale, serait à l'origine du métamorphisme M_{II} qui culmine pendant D2a mais perdure jusque pendant D2b, et du plutonisme qui débute dès D2a et se poursuit pendant D2b et D2c. L'intense fusion partielle qui affecte la croûte inférieure(-moyenne) modifie considérablement la rhéologie de la croûte et rend possible, pendant D2b, le plissement par flambage de la croûte (moyenne-)supérieure restée rigide et son découplage de la croûte inférieure granulitique restitue grâce à une croûte moyenne largement fondue. Dans la croûte moyenne, l'anomalie thermique s'efface ensuite rapidement, ce qui permet le

développement en conditions rétro-morphiques de la mylonitisation très tardive D3. Au total, l'épisode plutonique, et donc les phases D2, ont été de courte durée, environ 10 Ma, entre 310-307 Ma et ~ 300-298 Ma.

Les failles normales finihercyniennes et/ou alpines

Sur les feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo sont connues des failles normales E-W à regard nord superposées à de grands filons de quartz, probablement finihercyniennes mais possiblement alpines précoces, et dont certaines ont été inversées à l'Alpin. Ce type de faille n'est pas connu sur la feuille Argelès – Cerbère, à l'exception possible du grand filon de quartz mylonitique de Sant Quirce de Colera, long de plus de 7 km, situé juste au SE de la carte (voir schéma structural).

ÉVOLUTION ALPINE (MÉSOZOÏQUE-ÉOCÈNE)

La feuille Argelès – Cerbère est beaucoup moins propice que les feuilles voisines (Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo) à l'étude de la structuration alpine du socle hercynien par de grands chevauchements, notamment parce que ce socle appartient en totalité à la Zone Axiale et parce que les terrains posthercyniens pré-tectoniques (Trias à Crétacé supérieur *p.p.*) et syntectoniques (Crétacé supérieur *p.p.* à Éocène) y sont totalement inconnus, du fait d'un niveau d'érosion trop profond. Seules quelques brèves indications sont données ici sur la tectonique alpine (pour plus de détails, voir les notices des feuilles voisines Céret et Arles-sur-Tech).

On identifie cependant bien deux unités alpines majeures (voir schéma structural) :

– l'ensemble formé par les massifs du Roc de France et des Albères, séparés en deux par la faille décro-inverse dextre de Sant Climent, ancienne faille hercynienne tardive appartenant à la zone mylonitique du Perthus ; les unités du Roc de France et des Albères correspondent plutôt à deux sous-unités d'une unité alpine majeure, l'unité du Roc de France, clivée par plusieurs failles alpines modestes (voir feuille Arles-sur-Tech) ; le jeu alpin, d'âge éocène, de la faille de Sant Climent est attesté par le fait que le Paléocène (Garumnien) de Masarac, 12 km au SE de la Jonquera, est affecté par cet accident ;

– les terrains épizonaux du gradin de faille soulignant la faille normale néogène du Tech, entre Laroque et le Boulou, appartiennent à une autre unité alpine majeure, l'unité des Aspres, plus élevée dans l'empilement tectonique alpin (voir feuilles Céret et Arles-sur-Tech) ; cette unité forme par ailleurs le substratum du Néogène du bassin du Roussillon.

ÉVOLUTION POSTALPINE (OLIGOCÈNE-QUATERNAIRE)

Les structures tectoniques postalpines majeures de la feuille Argelès – Cerbère sont des failles normales E-W, relayées par de courts tronçons obliques NE-SW, à regard nord, dans le prolongement de la faille du Tech. Vers Montesquieu il s'y ajoute une faille inverse à vergence nord et au plan très redressé, d'orientation N100°E. Ces failles abaissent considérablement le bassin du Roussillon relativement aux terrains profonds des Albères, avec un jeu total de plus de 3 km (entre - 2 200 m et + 1 200 m, sans préjuger de ce qui a pu être érodé sur les crêtes des Albères). L'évolution postalpine voit aussi la formations de fossés d'effondrement majeurs, ici le bassin du Roussillon et, au Sud des Albères, celui de l'Empordà. Le remplissage de ces bassins renseigne sur la tectonique synchrone de leur fonctionnement, sur les variations du niveau marin de la Méditerranée (avec en particulier le rôle de l'événement messinien finimiocène) et corrélativement sur l'évolution du relief, amorcée dès l'Oligo-Miocène et parachevée au Quaternaire. Les Albères peuvent être décrites comme un demi-horst, progressivement basculé vers le Sud et l'Est, et montrant vers le Nord un escarpement de faille majeur. Dans la réalité les faits sont plus complexes et le versant méridional est affecté par plusieurs accidents faillés néogènes (non portés sur la carte) de direction NW-SE à NNW-SSE (failles de Rosas vers le SE, du Rio Anyet et de la Jonquera vers le Sud), mais aussi SW-NE (faille de Cantallops).

L'aplanissement des Pyrénées paléogènes

La phase de rifting oligo-miocène interfère avec d'amples épisodes d'aplanissement qui ont arasé la totalité de l'orogène alpin est-pyrénéen et dont les vestiges forment de vastes lambeaux de plateaux conservés jusque sur la façade des blocs montagneux les plus soulevés (Biro, 1937 ; Calvet, 1996 ; Calvet et Gunnell, 2008). On y a distingué un niveau culminant (S^0) très généralisé, attribuable à l'Oligo-Aquitainien, et un second niveau (S^1) emboîté 300 à 500 m en contrebas, sous forme de vastes pédiments admettant d'importants reliefs résiduels, et daté plus précisément du Miocène moyen. Sur les marges basculées et flexurées des fossés, comme le Roussillon, ces deux niveaux tendent à se confondre ou à se recouper. L'âge post-éocène de ces aplanissements a pu être récemment confirmé par des âges traces de fission et hélium sur apatites, qui démontrent que la phase de dénudation érosive majeure à l'origine de l'aplanissement culminant S^0 est achevée pour l'essentiel autour de 30-25 Ma, soit à l'Oligocène (Gunnell *et al.*, 2009).

Sur la feuille Argelès – Cerbère ces surfaces ne sont pas conservées, car le horst étroit des Albères, trop proche du niveau de base méditerranéen, a été profondément entamé par l'érosion régressive. Tout au plus peut-on envisager que les crêtes culminantes, très émoussées, dérivent de ces plans, mais les

panneaux subhorizontaux n'y dépassent pas 200 à 300 m de large (au Roc des Trois Termes, au Puig de las Basses ou aux sources de la Massane). Sur le versant méridional par contre, mais hors carte et aux marges immédiates du bassin de l'Empordà, des plans généralisés tronquent le socle et les écailles de calcaires mésozoïques, voire l'Éocène plissé, dans le secteur de Masarac et sur le plateau de Llers (SE et Sud de la Jonquera). Plus à l'Est, soulevé par la faille de Rosas, un plan subculminant existe sur le massif de Roda à 450 m et des panneaux assez vastes descendent progressivement vers l'Est dans la péninsule du Cap Creus (Calvet, 1996). L'âge néogène de ces ensembles de plans culminants est attesté par les âges traces de fission et hélium entre 23 et 19 Ma (Maurel, 2003, *cf. infra*) obtenus sur la crête des Albères et qui impliquent une phase de dénudation plurikilométrique préalable. Cet épisode de dénudation est enregistré par la Série rouge miocène (faciès des Trompettes, m1-2T) qui ne montre qu'à son toit l'apparition des gneiss et migmatites dans lesquels s'inscrivent actuellement les vestiges d'aplanissements des crêtes. Ces considérations conduisent à assimiler les surfaces des Albères dans leur intégralité à la génération S¹, par conséquent au Miocène moyen.

La tectonique extensive oligo-miocène et la formation des fossés d'effondrement

La formation des fossés d'effondrement s'intègre dans le contexte plus général du rifting et de l'ouverture de la Méditerranée occidentale, à partir de l'Oligocène (Séranne, 1999). Les failles normales majeures de la Têt et du Tech, qui contrôlent la formation des fossés du Roussillon et du Conflent, sont situées à leur marge méridionale et associées à une direction dominante NE-SW des segments E-W. Au pied des Albères et du Roc de France, la faille bordière est soulignée par des zones très épaisses de gouge meuble gris sombre qui se suivent très régulièrement et ont conditionné la formation de vallons de ligne de faille et de cols de flanc, par exemple entre Montesquieu et Villelongue ; à Laroque ces broyages sont particulièrement puissants. Le relief impose aussi l'image de blocs basculés en demi-horsts et demi-grabens, seules des failles à faible rejet marquant la bordure nord des bassins : les blocs des Aspres (feuille Céret) et des Albères s'abaissent progressivement vers le Sud et sont limités sur leur côté Nord par des escarpements hauts et raides. Pourtant la structure profonde, visible sur les profils sismiques (Mauffret *et al.*, 2001 ; Gallart *et al.*, 2001), suggère que l'ensemble des bassins est contrôlé par un détachement majeur très faiblement penté vers le SE et suivi dans la croûte jusqu'à 11 km de profondeur ; dans ces conditions les failles comme celle du Tech et des Albères pourraient prendre la signification d'accidents antithétiques d'importance secondaire.

Les dépôts des bassins du Roussillon et du Conflent permettent de préciser l'évolution de leurs bordures montagneuses. Ils documentent d'une façon particulièrement claire la dénudation érosive progressive des dômes

métamorphiques hercyniens des Albères (cette feuille) et du Canigou (feuilles Prades et Céret). Pour les détails à l'échelle régionale on renverra à la notice de la feuille Céret. Au pied des Albères, on a vu que la formation miocène inférieure des Trompettes (m_{1-2T}) renferme essentiellement des schistes épimétamorphiques et des granitoïdes de l'enveloppe et que les gneiss migmatitiques n'apparaissent, en quantité assez réduite, qu'au toit de la formation, en particulier sous forme de très gros blocs plurimétriques. Or ces roches affleurent actuellement sur la totalité de l'escarpement nord du massif : on en déduit que pour l'essentiel cet escarpement topographique s'est mis en place après le dépôt de la Série rouge miocène et on a pu aussi montrer qu'un aplanissement avait tronqué les Albères postérieurement à cette même Série rouge et bien sûr antérieurement à la formation de l'escarpement et du volume montagneux actuels.

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

La tectonique mio-pliocène et la formation des reliefs actuels

La reprise de la surrection se produit au Miocène supérieur, à partir du Tortonien, vers 12-10 Ma. Les bassins côtiers rejouent à la même époque, en particulier le Roussillon, mais aussi le fossé de l'Empordà où le remblaiement détritique grossier épais de 1 km au moins, associé à du volcanisme, couvre le Vallésien et le Turolien (synthèse *in* Calvet, 1996). Ce jeu se prolonge au moins jusqu'au Pliocène inférieur, comme l'attestent les profils sismiques, sur la plateforme continentale (Mauffret *et al.*, 2001 ; Gorini *et al.*, 2005) mais aussi à terre, où les réflecteurs sismiques du Pliocène seraient décalés par un accident normal SW-NE à regard nord, sous la plaine d'Elne (Duvail *et al.*, 2000).

Place et style des déformations dans le bassin du Roussillon

Sur les feuilles Argelès – Cerbère et Céret, à l'image des profils sismiques *offshore*, une déformation majeure affecte la Série rouge miocène : elle est fortement basculée vers le SE, *pro parte* synsédimentairement, accidentée de multiples fractures visibles quasiment sur chaque affleurement, puis redressée jusqu'à la verticale au contact du massif des Albères, où le dispositif en faille inverse et l'écrasement généralisé des galets atteste de l'intervention d'un épisode compressif antépliocène (Calvet, 1996). Sur le segment oblique NE-SW de Maureillas (feuille Céret), la série miocène enregistre à Pont rouge (rive gauche de la Rome, sous l'autoroute) un décrochement senestre souligné par le cisaillement des blocs (Calvet, 1996 ; Goula *et al.*, 1999). Le profil sismique réalisé à travers le bassin du Roussillon en 1954 et en 1959 suggère (dans la partie sud, qui intéresse cette feuille) un rejeu inverse à vergence sud de l'une des failles contrôlant le rifting et un bombement anticlinal de l'ensemble de la série miocène continentale et marine, ces déformations étant scellées par le Pliocène susjacent (Duvail *et al.*, 2000).

En contraste, la série sédimentaire pliocène demeure beaucoup plus tabulaire et les fractures y sont beaucoup plus rares. Mais celles-ci restent néanmoins bien présentes à l'échelle de la carte, où toutes les fractures observées ont été portées. À l'échelle du Roussillon ces failles sont nombreuses ; tant au contact des bordures qu'au centre du bassin, selon deux directions proches de NE-SW et NW-SE : failles de Trouillas-Fourques, au rejet pluridécamétrique (Salvayre et Sola, 1975), failles de Perpignan-Serrat d'en Vaquer (Calvet, 1996). Les stries y montrent en général une légère composante décrochante senestre, qui peut devenir très forte au Nord du bassin entre Ille-sur-Têt et Millas (feuille Rivesaltes), avec aussi des jeux inverses intra-Pliocène inférieur, impliquant un bref épisode transpressif (Leclerc, 2000). Un retour au régime compressif N-S à partir du Pliocène a été proposé pour l'ensemble des Pyrénées sur la base d'observations de failles inverses affectant des alluvions quaternaires, et corrélé avec les mécanismes au foyer des séismes récents (Philip *et al.*, 1992 ; Goula *et al.*, 1999), néanmoins assez mal contraints. De fait une synthèse plus récente

avec des méthodes plus fiables, à l'échelle de l'ensemble des Pyrénées, indique que tous les mécanismes au foyer des séismes enregistrés entre 2001 et 2011 sont en faille normale, sauf un en décrochement pur (Chevrot *et al.*, 2011).

La part de l'événement eustatique messinien

Si la tectonique semble encore contrôler *pro parte* la géométrie du remblaiement pliocène (Calvet, 1996 ; Carozza, 1998), ce dernier reste aussi largement conditionné par la paléotopographie de dissection messinienne, présumée profonde et ramifiée, que vient envoyer brutalement la transgression zancléenne (Clauzon *et al.*, 1987, 1990 ; Clauzon, 1990 ; Duvail *et al.*, 2005 ; Gorini *et al.*, 2005). À la périphérie du Roussillon (feuille Céret), la paléovallée messinienne du Tech est très perceptible au Nord et à l'Ouest de Céret ; celle de la Têt entre Vinça et Ille-sur-Têt est en partie défigurée par le jeu de la faille de Prades (faille de la Têt Nord) et il en va de même en plusieurs points de la bordure des Aspres, où néanmoins le dispositif ravinant est bien conservé par endroits. Entre Cases de Pène et Baixas (feuille Rivesaltes), une paléovallée sinueuse s'inscrit dans les carbonates mésozoïques et est fossilisée par le Pliocène continental. Le paléoversant messinien est marqué localement, derrière Thuir (feuille Céret), par un puissant encroûtement carbonaté, en grille et en dalles, fossilisé ensuite par le Pliocène détritique rutilant. Ce dispositif est assez général puisqu'on le retrouve en arrière de Baixas (feuille Rivesaltes), avec de très puissantes croûtes de teinte saumon ; il implique un contexte paléoclimatique au moins semi-aride. Vers le cœur du bassin et le littoral actuel, par contre, le profil sismique ne suggère aucun ravinement en canyon spectaculaire, mais plutôt des formes extrêmement évasées à fond plat. Que la Têt et le Tech, fleuves d'ampleur comparable, aient creusé des paléovallées de profondeur aussi différentes (plancher à - 826 m à Canet et à - 365 m à Elne) pose problème. Cela suggère l'intervention d'une subsidence différentielle pliocène dans le bassin, comme le fait que la base du Pliocène n'ait pas été atteinte à - 402 m au forage d'Argelès, soit plus bas qu'au forage d'Elne, mais juste au pied de la faille bordière.

Les escarpements de faille à facettes des bordures de bassin

L'existence, sur les bordures des bassins, de puissants escarpements de faille à facettes témoigne de l'activité tectonique récente (Calvet, 1996, 1999 ; Carozza, 1998). Ce sont des escarpements polygéniques, formés de générations de facettes de plus en plus dégradées vers le haut et qui, par conséquent, laissent présumer des phases tectoniques récurrentes. Certains auteurs en ont fait des escarpements vivants dont le jeu se prolongerait jusqu'à l'Actuel (Briais *et al.*, 1990), mais on n'a pour le moment aucune évidence en Roussillon de Quaternaire affecté par ces failles bordières.

L'escarpement méridional du Roussillon, orienté E-W, est complexe dans son dessin ; il est malheureusement à cheval sur les feuilles de Céret, Arles et Argelès. Le segment oblique de Maureillas, NE-SW et peu élevé, coupe la muraille montagneuse en deux secteurs, celui du Roc de France à l'Ouest et, reporté vers le Nord, celui des Albères à l'Est. Entre les deux, l'ensellement du Perthus semble lié à un graben transverse dont la limite orientale serait la faille N-S et regard ouest dont on suit les broyages épais depuis le col de la Creu del Signal vers le Sud, jusqu'au col du Perthus (feuille Arles-sur-Tech) et au-delà, sur le versant espagnol (faille de La Junquera-Figueres, en ciseau, car vers le Sud son regard s'inverse et passe à l'Est, bordant le fossé oriental de l'Empordà). L'essentiel sinon la totalité du dénivelé actuel de l'escarpement des Albères a été acquis après le dépôt de la Série rouge miocène ; en effet les gneiss migmatitiques formant le front montagneux n'apparaissent et en quantité limitée, qu'au sommet de la série des Trompette (*cf. supra*). Par contre ces roches forment l'intégralité de la formation torrentielle pliocène à mégablocs qui s'adosse directement à l'escarpement sur la feuille Argelès – Cerbère, où elle est nettement cisailée en plusieurs points par la faille (coupes de Villelongue, de Laroque, de Sorède...). La coupe du chemin d'Ultera à Sorède montre une faille normale N068°E à regard NW, décalant l'ensemble de la série pliocène littorale de 15 à 20 m ; les graviers lités sont coupés par de nombreux plans de cassure et affectés par des fentes extensives associées à ces cassures, à remplissage et jeu intraformationnel puisque scellées par les lits de graviers supérieurs ; au contact du socle une autre faille normale remonte un lit repère de galets marins d'une quinzaine de mètres encore et ces galets sont silicifiés par des venues hydrothermales (Calvet, 1996, p. 526). La coupe du ravin de Mas Sors, immédiatement derrière Laroque, révèle des structures faillées similaires affectant les argiles marines gris bleu et les graviers littoraux à pendage tantôt sud et tantôt nord (failles normales, N075, N125, N118 à regard nord), tandis qu'un écaillage apparemment compressif remonte par dessous des lames de socle schisteux très broyé, associées à une brèche rouge à éléments exclusivement schisteux, qui peut représenter le Miocène continental.

La mise en place des facettes s'est donc faite au moins pour une partie, difficile à chiffrer, pendant le Pliocène inférieur. Mais la jeunesse de l'escarpement varie d'Ouest en Est. Il est remarquablement raide et découpé en facettes trapézoïdales derrière Céret. Par contre entre Montesquieu et Laroque les facettes sont plus dégradées et triangulaires. Enfin, à l'Est de Sorède et vers Argelès, si des facettes sont ponctuellement visibles (entre N.-D. de Vie et Valmy), l'escarpement prend un profil concave et plusieurs replats d'érosion s'y emboîtent assez profondément et s'étagent (lanière de Mas d'en Selve, à 380 m ; lanières et replats vers 150-200 m ; pédiment de Mas Christine et sa couverture de vieilles alluvions Fu-p, incliné de 150 à 110 m).

Les pédiments fini-pliocènes

La deuxième moitié du Pliocène semble marquer une pause. En effet de vastes alvéoles à fond plan, en particulier dans les massifs de granitoïdes altérables, éventrent les massifs montagneux (feuilles Arles-sur-Tech et Argelès – Cerbère) (Biro, 1937 ; Calvet, 1996). Ces aplanissements partiels, ou pédiments, forment en réalité plusieurs niveaux étagés, à peu près impossibles à dater et à corréliser d'un secteur à l'autre. Ils occupent la plage de temps du Pliocène supérieur au Quaternaire ancien inclus. Ils sont très développés dans le bassin de Saint-Jean et Saint-Martin-de-l'Albère, à la charnière des feuilles Céret et Argelès – Cerbère, entre 550-600 m à l'amont et 280-390 m à l'aval. Ils forment le replat situé vers 300 m d'altitude à l'Ouest de Céret, replat mieux conservé vers 400 m, immédiatement au Sud de la faille bordière, sur la feuille Arles-sur-Tech, ce qui atteste d'un jeu hectométrique postpliocène de l'escarpement du Roc de France et explique la fraîcheur des facettes qui en marquent la base. Au Sud des Albères on les retrouve sur une haute lanière aplanie entre 600 et 460 m dans le bassin du Rio Orlina, en rive droite sur l'interfluve entre le Torrent de Freixa et la vallée de Sant Génis, mais aussi entre 400 et 300 m dans le bassin du Rio Anyet en aval de Requesens et, hors carte mais juste au Sud, dans le bassin de Cantallops comme sur le bas Anyet où une nappe alluviale de type Fu ou Fu-p vient en sceller le plancher (Calvet, 1982, 1996). Au Nord-Est des Albères on peut signaler le grand replat des Parraguères à 483 m, au dessus de Laroque, ainsi que les replats et pédiments du secteur d'Argelès, signalés plus haut.

L'évolution géomorphologique quaternaire

Malgré l'absence d'évidences ou d'indices de ruptures dans les dépôts les plus récents, le mobilisme quaternaire est attesté par les arguments d'ordre géomorphologique (Calvet, 1981, 1996 ; Giret, 1996 ; Carozza, 1998 ; Carozza et Delcaillau, 1999). Il se manifeste par un soulèvement d'ensemble qui impulse et contrôle la dissection généralisée, tant dans les massifs qu'au plancher des bassins néogènes. Il est enregistré par la convergence vers l'aval et le croisement des terrasses alluviales, qui se produisent près du littoral actuel dans une bande d'une dizaine de kilomètres de large. Sa quantification demeure difficile. Dans le détail, des gondolements localisés, de position variable au fil du temps et liés au jeu décrochant des accidents profonds de plan losangique, expliquent le dispositif des nappes alluviales et les migrations des drains. C'est probablement le cas sur le cours aval du Tech, qui semble contrôlé par un accident profond SW-NE du Boulou à Ortaffà. On notera aussi le déversement presque systématique des torrents sur la face est de leurs cônes au piémont des Albères, à l'exception de celui de Villelongue.

C'est surtout la variabilité climatique quaternaire qui transparait à travers les rythmes de l'accumulation lors de la construction des nappes alluviales successives. Loin vers l'amont (feuille Mont-Louis), leur raccord à des moraines est démontré pour Fy (Pléistocène récent, 100-12 ka), Fx et Fv (Pléistocène moyen, 0,8-0,1 Ma) ; en Vallespir ou dans les Aspres (feuille Céret) le raccord à des colluvions cryoclastiques va dans le même sens. Dans les Aspres calcaires les vieilles brèches documentent aussi, très probablement, les premières phases froides au Pléistocène ancien. On peut donc tenir pour certain que les cinq nappes alluviales majeures sont à paralléliser avec plusieurs des grandes phases glaciaires quaternaires. Leur nombre réduit, au regard des dix crises majeures documentées depuis 800 ka par la stratigraphie isotopique océanique, pose certes problème, mais le fait que FW se décompose localement en deux ou trois nappes différentes montre la complexité réelle du système, et les niveaux les plus anciens très dégradés peuvent masquer des séquences stratigraphiques en réalité plus nombreuses. Il est possible aussi que certains épisodes glaciaires du Pléistocène moyen, période pour laquelle on a régionalement la preuve d'intenses éolisations dont témoignent les galets de quartz façonnés en *dreikanter*, aient été trop secs pour permettre l'édification d'amples constructions alluviales. Cette originalité paléoclimatique transparait aussi, sur la feuille Argelès – Cerbère, dans l'évidement aux dépens du Pliocène meuble, de tout un chapelet de dépressions fermées subcirculaires d'origine éolienne (Bages, Villeneuve-de-la-Raho).

La période holocène (depuis 11 500 ans) est encore mal connue régionalement et le rythme de la sédimentation reste à préciser, comme l'impact respectif de l'anthropisation (qui commence en Roussillon il y a près de 7 000 ans), des fluctuations climatiques, de l'eustatisme (transgression flandrienne et ses rythmes), voire de la néotectonique pour les divagations des lits fluviaux. Il est probable que les vastes espaces de *badlands* qui découpent le Pliocène sur la feuille Céret, tout comme les grands ravinements de la haute montagne en Vallespir et Canigou (feuilles Prades, Argelès – Cerbère et Arles-sur-Tech), ont une longue histoire dont les premières étapes peuvent remonter au Néolithique ou à l'âge du Bronze. On a démontré dans les basses plaines (sur la présente feuille en particulier) que la crise érosive du Petit âge de glace (XIV-XIX^e siècle) avait apporté en moyenne 3 m d'alluvions, pour un remblaiement holocène qui peut atteindre une vingtaine à une trentaine de mètres au plus (Calvet *et al.*, 2002). Mais ce remblaiement holocène ne s'est pas fait régulièrement ; il y a des hiatus, des variations de rythme, des alternances d'incision et d'accumulation dans le temps comme dans l'espace et surtout d'importantes défluviations des cours d'eau majeurs (Carozza *et al.*, 2011 ; Carozza et Puiç, 2011). Aussi le décryptage de ces séquences fluviales n'est-il qu'esquissé et seulement dans leur partie superficielle, en lien avec l'archéologie.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

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

LA GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIIENNE

Un bassin marginal cadomien (Édiacarien, ~ 600-550 Ma) ?

Au Néoprotérozoïque supérieur, vers 650-600 Ma en particulier, les orogénèses panafricaines soudent plusieurs blocs continentaux - des cratons plus ou moins anciens - pour former le Gondwana occidental. Dans le Nord (selon les coordonnées actuelles !) de l'Afrique, ces cratons sont âgés d'environ 2 Ga (Paléoprotérozoïque) ; c'est le cas du craton ouest-africain et du craton saharien plus à l'Est. Par ailleurs, à la même époque, la bordure nord du Gondwana, depuis l'Amérique du Sud jusqu'à l'Arabie, est une marge active bordant un vaste océan (le Iapetus). À l'image de l'actuelle marge ouest-pacifique, entre l'Asie et le Pacifique, cette marge est très complexe, avec des arcs magmatiques insulaires ou continentaux, des bassins marginaux, de petits blocs continentaux, des zones de subduction et même des zones de collision. En bordure du Nord de l'Afrique, la marge active est dite cadomienne et est surtout connue en France dans le Nord du Massif armoricain, où est enregistré un cycle orogénique cadomien (~ 750-540 Ma) relativement complet.

Les futures Pyrénées et les régions voisines appartiennent à cette marge active cadomienne, dans laquelle on peut envisager que le domaine est-pyrénéen était un bassin marginal très subsident. En effet, le volcanisme du Groupe de Canaveilles, tholéiitique au début (métabasaltes andésitiques) puis devenant calco-alcalin (méta-andésites à rhyodacites ignimbritiques), suggère par ses caractéristiques géochimiques des sources mantellique et crustale en contexte à la fois subductif et extensif, peut-être un bassin d'arrière-arc (*cf. supra*). Le Groupe de Canaveilles, sans doute très épais, s'est déposé sur des séries plus anciennes et/ou sur un socle inconnu mais qui comme en Afrique et sans doute en Europe de l'Ouest pouvait être formé d'une croûte continentale paléoprotérozoïque (~ 2 000 Ma). Étiré et aminci, ce socle et la série édiacarienne elle-même étaient sans doute largement envahis de plutonites cadomiennes, ce qui explique l'abondance des zircons hérités édiacariens (~ 600 Ma) et plus anciens dans les volcanites édiacariennes et les granites ordoviciens et hercyniens. Cependant, il n'y a pas de véritable cycle orogénique cadomien dans les Pyrénées : en effet, on n'y connaît ni déformations ni

métamorphisme, mais seulement une possible et faible discordance postcadomienne, repérée dans le massif du Cap de Creus sous la Formation de Tregurà (Carreras et Druguet, 2013). Mais il est clair que l'évolution du domaine pyrénéen à l'Édiacarien relève bien de la logique fini-cadomienne.

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

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

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

Les événements ordoviciens (~ 480-440 Ma)

À l'Ordovicien, le domaine pyrénéen évolue sous la double influence d'événements de nature différente se déroulant au Nord et à l'Ouest d'une part, à l'Est d'autre part (toujours selon les coordonnées actuelles). La part de chacune de ces deux influences est encore mal déterminée.

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

Mais vers le Sud-Est, l'Ordovicien moyen est caractérisé par un abondant magmatisme de « type arc » lié à une subduction (Sardaigne), voire par un cycle orogénique complet avec subduction et collision (Alpes). Un large domaine périméditerranéen est affecté par les déformations sardes médio-ordoviciennes, transtensives et/ou transpressives, avec plissement, basculement de blocs et érosion, à l'origine de la discordance sarde de l'Ordovicien supérieur, plus ou moins fortement angulaire. C'est le cas dans les Pyrénées orientales, où

malheureusement la chronologie relative entre le plutonisme, les déformations et l'érosion sardes n'est pas bien connue, d'autant plus qu'une partie du plutonisme ordovicien semble dater de l'Ordovicien supérieur (et bien que le volcanisme ordovicien supérieur soit à la fois calco-alkalin et tholéitique, ce qui évoque davantage un contexte extensif).

LE CYCLE HERCYNIEN

Les considérations générales concernant la chaîne hercynienne sont établies d'après la très abondante littérature sur le sujet, et notamment : F. Arthaud et P. Matte, 1977 ; A. Autran *et al.*, 1996 ; J.-J. Delvolvé *et al.*, 1998 ; Y. Denèle *et al.*, 2014 ; M. Faure *et al.*, 2009 ; G. Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011, 2012 ; B. Laumonier *et al.*, 2010, 2014 ; C. Lucas et J. Gisbert, 1996 ; J.-R. Martínez Catalán, 2012 ; E. Martínez-García, 2013 ; P. Matte, 2001 ; F. Neubauer, 2014 ; D. Raymond, 1986 ; P. Rossi *et al.*, 2009 ; T. Servais et M. Sintubin, 2009 ; G.-M. Stampfli et G.-D. Borel, 2002 ; G.-M. Stampfli *et al.*, 2013 ; D. Vielzeuf, in G. Guitard *et al.*, 1996 ; J.-F. von Raumer *et al.*, 2013 ; A.-B. Weil *et al.*, 2010.

Dans le puzzle varisque ouest- et sud-européen, les Pyrénées occupent une place singulière où, comme à l'Ordovicien, diverses influences s'exercent selon les périodes. En premier lieu, les Pyrénées appartiennent aux zones externes méridionales de la branche centrale de la chaîne varisque ouest-européenne, chaîne de collision orientée globalement NE-SW de la Bohême à l'Ibérie, et structurée en deux temps, au Siluro-Dévonien (chaîne varisque *s.s.*) et au Carbonifère (chaîne hercynienne *s.s.*) ; les zones internes de cette chaîne, structurées les premières, sont visibles en France dans le Massif central et le Sud du Massif armoricain. Sur la transversale pyrénéenne, l'avant-pays méridional de la chaîne hercynienne est aujourd'hui caché sous le bassin de l'Èbre (toutefois, il affleurerait dans le Sud des Chaînes côtières catalanes). Par ailleurs, le domaine pyrénéen, très externe, est très logiquement celui qui est touché le plus tardivement par l'orogénèse hercynienne, au Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) principalement, comme la Montagne noire voisine. Mais les Pyrénées, du moins vers la limite Carbonifère-Permien (~ 300 Ma), appartiennent aussi à l'Arc ibéro-armoricain (Arc asturien ou cantabrien), ce qui suggère de regarder vers l'Ibérie pour tracer des corrélations. Se pose enfin le problème de la continuation des Pyrénées vers l'Est, sous ou au-delà de la Méditerranée (en Sardaigne, dans les Alpes ?). Une autre question est l'existence - ou non - à partir du Dévonien d'un océan, la Paléotéthys, séparant des blocs nord-gondwaniens (Aquitania, etc.) et l'Afrique. Dans le premier cas, les Pyrénées appartiendraient à la marge nord, européenne, de cette Paléotéthys ; dans le second cas, les Pyrénées sont simplement une partie d'un promontoire africain qui par poinçonnement vers le NW sera à l'origine de l'Arc ibéro-armoricain.

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

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

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

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

Dans le Nord-Est des Pyrénées (Pays de Sault), un premier chevauchement, synchrone du dépôt du Culm namurien A (~ 325 Ma), a été mis en évidence ; il signe le début de la tectonisation dans les Pyrénées. On sait que dans la Montagne noire, la fin de la sédimentation, au Namurien A supérieur (~ 325 Ma), coïncide avec la tectonisation du bassin (formation des grands plis couchés au Sud du versant sud du massif). De la même manière, l'âge du Culm est-pyrénéen implique un âge maximal de ~ 325 Ma pour le début de la tectonique hercynienne précoce (D1) dans ce domaine, puisque le Culm est affecté par les plus anciens plis précoces. Le Sud-Ouest de la Zone axiale ne sera touché par les déformations hercyniennes qu'après le dépôt, vers 318 Ma, du Culm westphalien A ; il est tentant de corréliser ce bassin westphalien A à la déformation D1a de l'Est pyrénéen (~ 318 Ma), ce qui suggère un âge de ~ 315-310 Ma (Westphalien C) pour la déformation D1c et la formation de la schistosité majeure hercynienne. C'est donc vers ~ 310 Ma que s'achèveraient la formation du prisme intracrustal et l'épaississement précoce dans les Pyrénées (sauf le massif basque de Cinco Villas tectonisé seulement après le Westphalien C, c'est-à-dire au plus tôt vers 310 Ma).

Dans les Pyrénées orientales, l'exhumation (D1') séparant les événements orogéniques précoce (D1) et tardif (D2), c'est-à-dire la transition entre la formation du prisme orogénique « froid » à vergence SW et son évolution

plutonométamorphique « chaude », peut être datée de ~ 310 Ma. D2 se développerait de ~ 309 à ~ 300 Ma, au Westphalien D, au Stéphanien et au début de l'Autunien. Au total, dans l'Est des Pyrénées, l'étape orogénique a duré ~ 25 Ma, soit environ 15 Ma pour D1 et 10 Ma pour D2.

Cette évolution s'inscrit bien, pour D1, dans la logique de la progression du NNE vers le SSW de l'orogénèse hercynienne dans le Sud du Massif central, avec un fort raccourcissement selon cette direction et un épaissement plus ou moins important. Mais certaines particularités de la géodynamique pyrénéenne, pendant D2/D3, se comprennent mieux si l'on prend en compte également (Denèle *et al.*, 2014) : (i) la formation, à l'Ouest, de l'Arc cantabrien (asturien), cœur du célèbre Arc ibéro-armoricain, les Pyrénées constituant la branche Nord de l'arc, qui se serait formé entre 310-305 et 295 Ma (Stéphanien à Autunien), avec une importante rotation dans le sens horaire de cette branche ; (ii) le jeu d'une possible paléo-faille nord-pyrénéenne dextre, orientée WNW-ESE actuellement ; cette faille prélude à la tectonique cassante finihercynienne permienne qui résulterait de l'évolution fragile d'une mégazone de cisaillement ductile plus ancienne, contemporaine de la formation de l'Arc cantabrien. L'influence de la paléo-faille nord-pyrénéenne s'accroît progressivement pendant D2/D3 dans la ZA, le régime tectonique devenant franchement transpressif pendant D2c et surtout D3.

Plus globalement, il est remarquable que D2 coïncide approximativement avec le début de la formation de l'Arc cantabrien (Weil *et al.*, 2013). Un tel contexte tectonique explique bien l'instabilité du régime de déformation pendant D2/D3 dans les Pyrénées, en particulier le régime décrochant dextre pendant D2c-D3 qui serait lié à la rotation horaire progressive de la branche pyrénéenne de l'Arc cantabrien.

La formation de l'Arc cantabrien pourrait s'accompagner de processus d'amincissement et de délamination crustaux et/ou lithosphériques (Pereira *et al.*, 2015), processus qui seraient à l'origine de l'important plutonisme (mafites d'origine mantellique, granitoïdes) qui culmine entre 310 et 299 Ma dans la zone centro-ibérique, dans la branche sud de l'arc. Le plutonisme pyrénéen est exactement de même âge et est associé à un processus de même type ; il s'intègre sans difficulté dans ce modèle général. C'est donc vers l'Ouest et le Sud (Ibérie) plus que vers le Nord (Massif central, Bassin aquitain) qu'il faut regarder pour comprendre les événements hercyniens tardifs (D2/D3) des Pyrénées, à ce moment plus ou moins découplées des zones septentrionales par la paléo-faille nord-pyrénéenne. Plus qu'une simple avant-chaîne méridionale de l'orogène varisque médio-européen, les Pyrénées constituent alors, sur la branche nord de l'Arc cantabrien, une chaîne sur décrochement, qui préfigurerait ainsi de manière étonnante la chaîne alpine.

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

Le stade finiorogénique (Permien inférieur, ~ 300-275 Ma)

Le régime tectonique décrochant dextre caractérisant la fin de D2 et D3 dans les Pyrénées se poursuit à partir de ~ 300 Ma au Permien inférieur, mais sur un mode de plus en plus extensif, dans les Pyrénées comme dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest. La formation des hémigrabens dans lesquels se déposent des molasses continentales, toujours volcanogènes (rhyodacites, andésites calco-alcalines) dans les Pyrénées, se poursuit et probablement se généralise. Chronologiquement et géodynamiquement, cet épisode correspond à la fin de la formation de l'Arc cantabrien (asturien) et au magmatisme associé (Weil *et al.*, 2013), intense entre 300 et 292 Ma et qui perdure jusque vers 285 Ma dans la zone centro-ibérique.

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

LE CYCLE ALPIN

Au Mésozoïque-Paléogène, l'évolution du domaine pyrénéen est étroitement liée à celle de deux domaines océaniques, l'Atlantique à l'Ouest et la Téthys alpine à l'Est : riftings, expansion et, dans le cas de la Téthys, subduction. Schématiquement, les étapes majeures sont les suivantes (Handy *et al.*, 2010) : (i) au Trias-Lias, rifting préluant aux deux ouvertures océaniques : (ii) au Dogger-Malm, ouverture de l'Atlantique central, au Sud de l'Ibérie, et de la Téthys alpine ; (iii) à la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur, rifting et ouverture du segment ouest-ibérique de l'Atlantique, fin de l'ouverture de la Téthys alpine ; (iv) au Crétacé « moyen », rifting et ouverture du golfe de Gascogne, et début de la subduction de la Téthys ; (v) au Crétacé supérieur, début de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Cette tectonique des plaques conditionne les mouvements relatifs de trois masses continentales : Europe, Ibérie et Afrique.

En ce qui concerne plus particulièrement l'Ibérie et le domaine pyrénéen, les étapes importantes sont les suivantes (Choukroune, 1992 ; Olivet *et al.*, 1996 ; Vergés *et al.*, 2002 ; Canérot, 2008 ; Bourrouilh, 2008 ; Tugend *et al.*, 2014) : (i) au Crétacé inférieur-« moyen », individualisation d'une plaque ibérique qui se déplace, relativement à l'Europe, selon un mouvement complexe, encore discuté, associant une rotation anti-horaire, un écartement et une translation senestre, avec formation de bassins nord-pyrénéens, exhumation du manteau lithosphérique lherzolitique sous-continentale, métamorphisme de HT-BP, magmatisme alcalin, etc. ; (ii) au Crétacé supérieur, rapprochement de la plaque ibérique et de l'Europe de manière légèrement oblique (transpression dextre) ; (iii) à partir du Santonien (~ 85 Ma) et surtout au Paléogène, collision frontale N-S entre l'Ibérie et l'Europe, à l'origine de la chaîne alpine pyrénéenne.

Les Pyrénées alpines centro-orientales sont un domaine fortement raccourci (150 km au moins en N-S) et épaissi (formation d'une racine crustale). La chaîne est organisée en plusieurs zones tectoniques globalement E-W. De part et d'autre d'un accident subvertical majeur, la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP), habituellement considérée comme héritée de la suture de la chaîne, on distingue, du Nord vers le Sud : (i) du côté européen, l'Avant-pays aquitain et sa bordure Sud déformée (Zone Sous-Pyrénéenne), et la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) limitée au Sud par la FNP ; (ii) du côté ibérique, la Zone Axiale (ZA), la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) et l'Avant-pays ibérique. Les structures majeures (chevauchements, failles inverses) sont à vergence nord dans le domaine européen, à vergence sud dans le domaine ibérique (la chaîne est « à double déversement »). Les Pyrénées les plus orientales, dont la feuille Argelès – Cerbère, appartiennent à la ZA, c'est-à-dire à la marge nord-ibérique du domaine orogénique pyrénéen.

La géodynamique est-pyrénéenne récente est par ailleurs déterminée par l'ouverture du bassin océanique algéro-provençal à l'Oligo-Miocène et à l'extension (N)W-(S)E associée, le domaine pyrénéo-provençal devenant partie intégrante de la marge nord-occidentale de ce mini-océan (Séranne, 1999 ; Olivet *et al.*, 2015, et refs), ce qui notamment conditionne son évolution géomorphologique.

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

L'absence totale de terrains de cet âge sur la feuille Argelès – Cerbère interdit d'y analyser les effets de cette étape. Le socle hercynien est sans doute à ce moment enfoui sous une sédimentation marine jura-crétacée plus ou moins épaisse, analogue à celle visible dans les Corbières plus au Nord.

L'étape orogénique (Crétacé supérieur *p.p.* à Éocène, 85-35 Ma)

La ZA et la ZSP, *grosso modo* le socle hercynien et sa couverture posthercynienne méridionale, sont engagés dans un complexe système de chevauchements à vergence sud formé à la fin du Crétacé et surtout à l'Éocène. C'est certainement à la phase majeure éocène (« pyrénéenne ») que l'on peut rapporter les deux seules structures alpines importantes de la feuille Argelès – Cerbère, le chevauchement des Aspres - le plus ancien - et la faille inverse de Sant-Climent, ainsi que les autres chevauchements visibles plus à l'Ouest (chevauchements du Canigou, du Vallespir, du Roc de France, etc.) ; lors des derniers jeux chevauchants à l'Éocène supérieur, la ZA est soulevée et largement érodée, ce qui a notamment comme effet, à l'aplomb du socle des Albères, d'entraîner la disparition de l'unité des Aspres qui nécessairement le recouvrait (voir les notices *Arles-sur-Tech, Céret et Prats-de-Mollo pour une discussion plus complète*).

L'étape postorogénique (Oligocène à Quaternaire, ~ 35-0 Ma)

Alors que dans les Pyrénées centrales les raccourcissements et l'épaississement crustal alpins se sont poursuivis jusqu'à la fin de l'Oligocène (25 Ma), ils ont cessé dans l'Est de la chaîne à la fin de l'Éocène (35 Ma). Dans les Pyrénées orientales, c'est à l'Oligo-Aquitainien que s'élabore la surface d'érosion majeure S⁰, développée à basse altitude (0 km à l'Est, 750 m au plus à l'Ouest). La formation de cette quasi pénéplaine est synchrone du rifting ouest-européen, initié au Priabonien (35 Ma) et associé à une extension E-W avec un jeu senestre sur les fractures NE-SW entre Pyrénées et sillon rhodanien. Mais l'évolution néogène des Pyrénées orientales est surtout conditionnée par l'extension NW-SE associée au rifting, initié au milieu de l'Oligocène (30 Ma), puis à l'ouverture de la Méditerranée occidentale et la dérive du bloc corso-sarde, au Burdigalien principalement (20-15 Ma) ; cette ouverture est elle-même liée au retrait (*slab rollback*) vers le SE de la subduction téthysienne (Jolivet *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999 ; Lacombe et Jolivet, 2005). Dans les Pyrénées orientales, le jeu des failles normales de la Têt et du Tech, dès l'Oligocène supérieur (30-25 Ma) probablement, et la formation des fossés syntectoniques du Conflent et du Roussillon au Miocène inférieur, sont l'expression de cette dynamique. Les Pyrénées centrales possèdent aujourd'hui encore la racine crustale (50-55 km) constituée lors de la tectonique alpine, tandis que cette racine a disparu sous les Pyrénées orientales, où la croûte a une épaisseur normale de 25-35 km qui diminue encore vers l'Est, en direction de la Méditerranée. La disparition de la racine crustale est-pyrénéenne se serait faite à ce moment. La phase tectonique miocène inférieur est suivie, au Miocène moyen, par le façonnement de la surface d'érosion S¹ située jusqu'à 500 m au-dessous de S⁰ à l'Ouest, S¹ et S⁰ étant souvent confondues à l'Est à la marge des fossés. Au total, le relief était encore peu marqué, et les altitudes partout inférieures à 1 000 m (Calvet et Gunnell, 2008).

La surrection reprend au Miocène supérieur (Tortonien), vers 12 Ma et se poursuit au Pliocène inférieur. Cette phase néotectonique est marquée par la naissance de néofossés d'effondrement extensifs, dans la ZA (bassins de la Seu d'Urgell, de Cerdagne et du Capcir) et au Sud-Est (bassins de l'Empordà et de La Selva), et par le rejeu des failles majeures de la Têt et du Tech. Le remplissage détritique torrentiel des néo-fossés est daté par des gisements de mammifères nombreux du Vallésien-Turolien (Miocène supérieur, 12-10 à 6 Ma) (synthèse *in* Calvet, 1996). Cette phase est également marquée par l'apparition concomitante, à partir de 10 Ma, du volcanisme alcalin catalan (Empordà, La Selva). Les bassins côtiers préexistants comme le Roussillon rejouent à la même époque, ce jeu se prolongeant au moins jusqu'au Pliocène inférieur. Le moteur de cette néotectonique pourrait être une érosion thermique du manteau lithosphérique et donc un réchauffement de la lithosphère amincie et son soulèvement (Gunnell *et al.*, 2008). Le réchauffement pourrait être lié à un flux asthénosphérique de retour issu du panache du Massif central (à l'origine du volcanisme cénozoïque de cette région) et s'écoulant vers la Méditerranée, entre 17 et 2 Ma ; ce serait aussi une lointaine conséquence du *slab rollback* de la subduction téthysienne qui se poursuit vers le SE, dans la Mer tyrrhénienne (Barrauol et Granet, 2002 ; Pio Lucente *et al.*, 2006).

Le Pliocène supérieur est plus calme tectoniquement ; le relief est encore émoussé, marqué par la formation des pédiments, et les altitudes sont encore modérées. Ce n'est qu'au Plio-Quaternaire, depuis 2 Ma, que les Pyrénées orientales acquièrent leurs altitudes actuelles par un nouveau soulèvement généralisé, de 500-1 000 m environ à l'Ouest, mais sans rejeu notable, au moins depuis le Quaternaire moyen inclus, des grandes failles normales, et c'est l'érosion fluviale et glaciaire subséquente à ce soulèvement qui a façonné le relief actuel. Cet ultime événement néotectonique serait à discuter dans le contexte du régime tectonique actuel, malheureusement mal connu, mais qui serait plutôt compressif-décrochant selon les travaux des années 1990, plutôt extensif selon les données actuelles (Chevrot *et al.*, 2011).

RESSOURCES MINÉRALES

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Dans le massif des Albères, les substances utiles ont été peu exploitées, sans doute en raison de la topographie accidentée qui rend l'accès difficile. Signalons par exemple une carrière abandonnée au Racou, dans les métapélites gréseuses de la Formation de Canaveilles, probablement utilisées pour l'empierrement. Ce sont surtout les carbonates sommitaux de la Formation de Canaveilles (Calcaires de la Baillaury) qui ont fait l'objet de petites exploitations, pour le bâtiment ou la fabrication de chaux (échangeur de la voie rapide à l'Ouest de Collioure, Ouest

de l'ermitage N.-D. de Consolation, Col de la Serre, etc.), mais aussi des marbres plus profonds (Pont de la Resclosa, au Sud de Sorède).

Dans le bassin du Roussillon, on peut signaler quelques anciennes exploitations d'argiles pliocènes (pour la briqueterie), au SW d'Elne (Mas de Lazerme) par exemple. Des sablières exploitent les alluvions actuelles du Tech (remblaiement de la crue de 1940), de part et d'autre de Brouilla.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

À la différence des feuilles voisines, la feuille Argelès – Cerbère est très pauvre en ressources minières (cf. *Documentation complémentaire*, tableaux 1 et 2) : 5 gîtes et indices seulement sont recensés par la BSS (Banque des Données du Sous-Sol) du BRGM (cf. chapitre *Documentation complémentaire*), et un autre indice est signalé dans l'Atlas des ressources du sous-sol des Pyrénées-Orientales :

– au Cap Cerbère, un indice de *fer-cuivre* a été reconnu dans un filon de quartz à pyrite-chalcopyrite ;

– au Roc des Cabres, au Sud de Valmy, un petit skarn à *scheelite-wolframite*, au contact de pegmatites, est signalé par l'Atlas ;

– au Sud de Saint-Jean-de-l'Albère, au Mas Julia, un indice à *nickel-cuivre-chrome-cobalt* est signalé à proximité d'une lentille de cortlandite (ultramafite à hornblende-olivine) en cumulat dans un massif de gabbro à hornblende-biotite intrudé de granitoïdes ; cet indice, indiqué de façon ponctuelle, correspond à une association minérale sulfurée banale dans ce type de roche ; on la retrouve, en faible quantité et très disséminée, dans l'ensemble du massif de gabbro à proximité des cumulats de cortlandite ; de par sa faible densité, elle ne constitue pas une ressource minière ;

– deux gîtes de feldspath ont été exploités en carrière près de Valmy (Sud d'Argelès), dans des filons de pegmatites hercyniennes ; un autre affleurement existe plus au Sud (Roc des Cabres).

Signalons que, selon Malló *et al.* (1995), les pegmatites les plus externes sont enrichies en éléments rares d'intérêt économique : Be, Nb-Ta (*columbo-tantalite*), Terres Rares ; une prospection appropriée pourrait, sinon aboutir à la découverte de gisements, du moins en établir le potentiel.

La notice de la feuille La Jonquera signale :

– à 2 000 m au NE de Requesens dans les schistes encaissant le granite d'El Castellar, des filons de quartz à arsénopyrite et stibine qui furent exploités ;

– près du Mas Nou (1 000 m au Sud du Pla de l'Arc) un petit gisement de *talc* (minéralisation à quartz-chlorite-talc liée aux mylonites) ;

– dans la vallée de Colera, 5 km à l'WSW de Port Bou, immédiatement au Sud de la carte, des filons de quartz à pyrite, chalcopryrite et oxydes de fer, et peut-être or, qui furent exploités pour le cuivre au XIX^e siècle ; ces filons semblent analogues à celui du Cap Cerbère.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RISQUES NATURELS

Aléa inondation

Les crues torrentielles représentent le risque majeur le plus fréquent sur le territoire de la feuille Argelès – Cerbère, avec les incendies de maquis et de forêts dans l'étage méditerranéen et subméditerranéen. Ces crues sont liées aux violents abats d'eau apportés en général par les perturbations méditerranéennes d'automne, qui touchent très souvent les Albères et leur piémont. À titre d'exemple, l'averse du 13 octobre 1986 a produit 365 mm en 4h30 aux Chartreuses du Boulou (feuille Céret), celle des 16-18 novembre 1989 476 mm au pic Néoulous et celle des 2-4 octobre 1987 426 mm sur le bassin de la Ballaury. À l'échelle régionale, l'épisode de référence reste celui des 16-20 octobre 1940, centré sur le haut bassin du Tech, avec un cumul de 1 700 mm et le record pluviométrique journalier européen, avec 1 000 mm le 17 octobre ; mais en plaine, cumul et intensités ont été moindres, avec sur les Albères 205 mm le 16 et un cumul de 426 mm au Perthus, mais encore plus de 300 mm sur le piémont. Raideur des pentes, couvertures végétales dégradées et imperméabilité des roches expliquent la rapidité de formation des ondes de crues, qu'augmentent encore les aménagements traditionnels d'écoulement des eaux dans le vignoble de Banyuls (réseaux convergents de chenaux maçonnés drainant toutes les parcelles).

Cet aléa a des effets érosifs sur les versants, où le ravinement du vignoble et l'endommagement des systèmes de terrasses est un risque agricole majeur (au surplus dans un site touristique classé pour la valeur de ses paysages viticoles). Mais les problèmes de risques sont surtout aigus dans les fonds de vallée et à leur débouché sur le piémont, où les anciens noyaux urbains et l'extension des lotissements depuis quelques décennies ont multiplié les enjeux dans les zones critiques (Banyuls et la Ballaury, Collioure, Argelès-Plage et ses campings, Sorède et la Vallée Heureuse, Villelongue, etc.). Les risques d'inondation prennent une autre ampleur dans les basses plaines alluviales du Tech et du Réart, où les enjeux, outre les serres et une agriculture de maraîchage à haute valeur ajoutée, sont liés à l'extension considérable des lotissements périurbains à la proximité de l'agglomération perpignanaise, mais aussi au développement touristique du littoral. La limite des zones inondables correspond à peu près aux terrains notés Fz et les traces de l'événement de référence, la crue de 1940 avec

un débit du Tech de l'ordre de 3 000 à 3 500 m³/s, ont été reportées sur la carte : engravements et principales brèches, paléocours suivis par les flots de crue. La pente de la plaine est suffisante pour qu'elle soit parcourue par des flux rapides, qui augmentent encore le risque et sont capables d'affouillements ponctuels de plusieurs mètres de creux. L'évènement de septembre 1992 sur le Réart (1 000 m³/s) illustre bien la gravité de la situation pour les communes de Saleilles (dont les extensions modernes occupent un ancien lit historique du Réart et où les hauteurs d'eau ont atteint le plafond des rez-de-chaussée), mais aussi Alenya et Théza. Le flot du Réart, bloqué par les ponts de la voie ferrée et de la route ainsi que leurs remblais respectifs, a divergé vers le Sud et multiplié les dégâts le long de la N114.

L'aléa lié à l'érosion littorale ne doit pas être négligé, d'autant que le cordon littoral a été très urbanisé par le développement des stations touristiques. Sur le long terme il semble que l'érosion des plages soit d'intensité variable selon les lieux et elle a pu être provoquée ou aggravée localement par les aménagements portuaires. Sur la période 1935-1997, si les secteurs en érosion sont prépondérants sur la moitié Nord du Roussillon, ceux en accrétion dominent très largement sur la feuille Argelès – Cerbère, sauf ponctuellement en aval des digues des ports d'Argelès et de Saint-Cyprien, la dérive s'inversant au droit du Tech qui est le gros pourvoyeur de sédiments (Durand, 1999). Ainsi, au Racou, plusieurs rangées de pavillons, il est vrai construits sur la plage, ont disparu en 30 ans. En général les démaigrissements sont considérables lors des tempêtes de secteur est, mais la plage se reconstitue ensuite.

Sismicité historique et aléa sismique

Le relevé historique des tremblements de terre du département des Pyrénées-Orientales traduit une sismicité assez faible au regard d'autres régions telles que la Bigorre (Hautes-Pyrénées), le Béarn (Pyrénées-Atlantiques) ou la Catalogne (Espagne). Les séismes dont les épencentres figurent dans le département des Pyrénées-Orientales y atteignent le plus souvent une intensité maximale plutôt modérée, de l'ordre de VI sur l'échelle des séismes (qui comporte douze degrés), correspondant à de légers dommages (fissurations de quelques murs, chutes de tuiles). Géographiquement, les épencentres départementaux semblent se répartir en plusieurs zones : les Fenouillèdes et le centre-Nord de la plaine du Roussillon au Nord, le Vallespir, le Conflent et la Cerdagne à l'Ouest, et plus discrètement la partie méridionale de la plaine du Roussillon et la chaîne des Albères au Sud. À Argelès-sur-Mer, située au contact de la Plaine du Roussillon et de la chaîne des Albères, la sismicité se caractérise par sa relative rareté et son caractère plutôt diffus.

Dans un rayon de 15 kilomètres autour de la ville, la trace historique de plusieurs séismes a été retrouvée mais nombre d'entre eux ne restent que

ponctuellement connus, correspondant vraisemblablement à des secousses mineures de faible amplitude. Parmi les événements les plus proches d'Argelès-sur-Mer figure le choc du 20 avril 1903, ressenti avec l'intensité IV-V (effets sans dommages - craquements, grondements - constatés par une bonne partie de la population). Le rayonnement de cette secousse reste mal connu, et il en est de même des séismes, semble-t-il identiques, des 20 avril 1761 et 2 avril 1905 localisés plus à l'Est, aux environs de Collioure. Ces trois événements semblent pouvoir être mis en relation avec l'activité de la faille des Albères (faille du Tech). Au Nord d'Argelès, en direction de Saint-Cyprien, un groupement d'épicentres se rapporte à plusieurs petits chocs, eux aussi locaux, survenus les 18 mars 1915, 28 septembre et 10 octobre 1917. Là encore, le rayonnement à distance de ces séismes reste peu connu. À plus grande distance, dans un rayon de 25 à 50 kilomètres, les séismes ressentis à Argelès-sur-Mer proviennent soit des Fenouillèdes (3 novembre 1978, 18 février 1996) soit de la Catalogne (20 avril 1903, 12 mars 1927). Il n'existe donc pas dans les parages d'Argelès d'épicentre de séismes locaux ayant pu provoquer des dommages, fussent-ils mineurs.

Hors du champ strictement départemental, il est certain que plusieurs tremblements de terre plus ou moins lointains de forte intensité (VII-VIII, voire IX) ont pu atteindre Argelès même ou ses environs, en particulier les célèbres séismes catalans des 3 mars 1373 (Ribagorza, VIII-IX), 19 mars et 15 mai 1427 (Catalogne, VIII), 2 février 1428 (Catalogne, séisme dit de « la Chandeleur », IX à Campredon, au SE de Prats-de-Mollo), et 25 mai 1448 (Catalogne, VIII). En effet, le séisme ayant produit l'intensité la plus remarquable dans la cité d'Argelès-sur-Mer est très certainement celui du 2 février 1428, qui occasionna des dommages jusque dans les Pyrénées-Orientales, détruisant une partie des remparts de Prats-de-Mollo et se faisant violemment ressentir à Perpignan et dans l'ensemble du Roussillon avec des dommages modérés. Le descriptif de tous les séismes historiques est consultable sur le site BRGM www.sisfrance.net.

Le nouveau zonage sismique de la France, entré en vigueur le 1^{er} mai 2011, range la région d'Argelès – Cerbère dans la catégorie 3 (sismicité modérée), sur une échelle allant de 1 (très faible) à 4 (moyenne) pour la France métropolitaine (www.planseisme.fr).

HYDROGÉOLOGIE

La feuille Argelès – Cerbère expose deux domaines géologiques distincts : au Sud, le massif des Albères, prolongement oriental de la Zone axiale des Pyrénées ; au Nord, le fossé d'effondrement tertiaire du Roussillon. Ces deux domaines sont séparés par un accident géologique majeur, la faille du Tech, faille normale néogène, d'orientation générale E-W. Il en résulte l'existence de deux domaines hydrogéologiques distincts :

- au Sud, celui des aquifères de fissures *s.l.* des terrains métamorphiques et magmatiques protérozoïques et paléozoïques de très faible perméabilité, avec localement, des aquifères de petites dimensions dans les alluvions quaternaires ;
- au Nord, celui des aquifères d'interstices des sédiments pliocènes et des alluvions quaternaires.

Les collectivités publiques exploitent généralement les aquifères d'interstices, les plus productifs, des terrains quaternaires et pliocènes du Roussillon ; la Banque des données du Sous-sol (BSS) a inventorié, au Nord de Montesquieu, un forage (150 m) ayant recoupé des terrains attribués au Miocène mais qui n'a pas été équipé en raison de sa faible productivité. Le principal exploitant du secteur est le Syndicat Mixte de Production d'Eau Potable du Tech Aval (SMPEPTA). Dans les Albères, quelques captages de sources sont utilisés pour l'alimentation en eau publique de villages ou hameaux. Des exploitations agricoles utilisent des puits et forages creusés dans les aquifères les plus productifs des terrains quaternaires et pliocènes du Roussillon. Sur le périmètre de la feuille, de nombreux forages privés, peu profonds (en général inférieurs à 100 m), exploitent les eaux contenues soit dans les alluvions quaternaires, soit dans les niveaux superficiels du Pliocène, soit les fissures *s.l.* des roches métamorphiques et magmatiques du massif des Albères. Ils desservent généralement des habitations isolées (exploitations agricoles, résidences secondaires ...) et de petites activités économiques (gîtes, campings, fromageries ...). Pour ces usages, leurs débits d'exploitation sont en général au plus de quelques mètres cubes par heure.

Les alluvions quaternaires

Les aquifères des alluvions quaternaires des principaux cours d'eau du secteur, le Tech et le Réart, ont été étudiés par R. Biscaldi (1964) et C. Paternot (1964). Pour ce qui concerne les aquifères de la vallée du Tech, une distinction est faite entre les nappes contenues dans les alluvions anciennes (terrasses alluviales et dépôts de piémont des Albères), les alluvions récentes et les alluvions actuelles.

Les *nappes des alluvions anciennes* surplombent le lit actuel du Tech, leurs potentiels hydrogéologiques sont généralement limités par leurs faibles dimensions, leurs lithologies, leurs alimentations par de petits cours d'eau (à écoulements temporaires) et leurs positions topographiques (favorisant leur drainage). Dans le secteur Saint-Génis-des-Fontaines – Saint-André, la nappe des alluvions anciennes présente un potentiel hydrogéologique intéressant (« Source » Sabirou à Saint-Génis-des-Fontaines, débit autorisé de 75 m³/h).

Les *nappes des alluvions récentes* du Tech et du Réart s'élargissent à l'Est d'une ligne subméridienne Saleilles – Palau-del-Vidre. Leur épaisseur est au plus d'une quinzaine de mètres. Localement, par exemple au NW d'Elne, la nappe

semble plus épaisse avec 2 niveaux grossiers perméables (sables et graviers) séparés par un niveau argileux. Les nappes des alluvions récentes sont constituées par des sédiments grossiers et présentent des perméabilités et des coefficients d'emménagement élevés. Les débits potentiels des ouvrages de captages peuvent atteindre 100 à 150 m³/h. Le fonctionnement de ces nappes est aussi lié à leur situation entre, au Nord, le « plateau de Cabestany » (limite NW de la feuille) et, au Sud, les Albères. L'existence de « paléo-chenaux » résultant de la divagation des cours d'eau et de « hauts fonds » orientés NE-SW, l'un entre Elne et Saint-Cyprien, l'autre entre la rive droite du Tech et Taxo, permet de distinguer, pour la « nappe du Tech », un secteur médian situé de part et d'autre du lit du Tech entre Ortaffa et la mer, un secteur sud (Massane) et un secteur nord (Saint-Cyprien). Dans ces secteurs de la « nappe du Tech », les écoulements se font généralement du SW vers le NE. Les épaisseurs des alluvions constituant la « nappe du Réart », d'après les coupes des ouvrages inventoriés par la BSS, sont généralement inférieures à une dizaine de mètres. Ces coupes montrent la présence de dépôts lagunaires quaternaires dans la partie aval de la vallée du Réart entre Saint-Nazaire et Alenya.

Les principales *nappes des alluvions actuelles* sont situées dans les lits actuels du Tech et du Réart. Leur fonctionnement est lié aux écoulements superficiels et aux nappes des alluvions récentes. Leur potentiel hydrogéologique, même si des débits importants peuvent être obtenus localement, est généralement limité par la faible épaisseur des alluvions « actuelles » et leur faible extension. À Saint-Cyprien, la Communauté de communes Sud-Roussillon exploite plusieurs forages dans les alluvions quaternaires (et un forage dans le Pliocène). Au SE d'Elne, à proximité du pont du Tech, sur la commune d'Argelès-sur-Mer, le SMPEPTA exploite le « drain du Tech » avec un débit autorisé de 360 m³/h. La nappe alluviale du Tech à proximité de Saint-Génis-des-Fontaines et de Brouilla est exploitée par la Communauté de Communes des Albères, à l'aide de 2 puits (F1 et F2 Salita) à 200 m³/h.

Les *cours d'eau issus des Albères* ont déposé des alluvions, surtout dans la partie aval de leurs cours, notamment le Ravaner, le Dui, le Rec de Cosprons (Baie de Paulliles) et la Baillaury. La nappe des alluvions de la Baillaury à Banyuls-sur-Mer a fait l'objet de nombreuses études en raison notamment de son usage pour l'alimentation en eau destinée à la consommation humaine par le puits du Val Auger (débit autorisé 80 m³/h), de la présence d'un « biseau salé » et d'une pollution par des pesticides *s.l.* Le captage du Val Auger, exploité par le SMPEPTA, a été creusé dans les alluvions quaternaires de la Baillaury reposant sur un substratum schisteux. L'aquifère se situe essentiellement entre le début du méandre situé sous le Mas d'En Reig et le littoral. Son extension latérale moyenne est de l'ordre de 200 m, son épaisseur est inférieure à 15 m (comprise entre 5 et 10 m en moyenne et diminuant en allant vers la mer) ; son volume est estimé comme étant de l'ordre de 1,5 Mm³ (Caballero *et al.*, 2008). La nappe alluviale est en relation avec la Baillaury, qui alimente les alluvions en période

de pluies. L'alimentation de la nappe se fait de l'amont vers l'aval, avec un battement du niveau piézométrique de l'ordre de quelques mètres qui maintient le niveau de la nappe au dessus du niveau de la mer.

Les sédiments pliocènes

Les sédiments continentaux et marins de la partie sud de la plaine du Roussillon contiennent un aquifère multicouche captif (à semi-captif) : les eaux exploitées sont contenues dans des niveaux grossiers (sables, graviers ...) appartenant au Pliocène continental et à la partie supérieure du Pliocène marin. Ces niveaux surmontent les « argiles bleues » du Pliocène marin, atteintes à des profondeurs variables, dans lesquelles les forages de recherche d'eau sont généralement arrêtés. Sur le piémont nord des Albères, les faciès sableux et argileux du Pliocène marin affleurent localement. Sur la feuille Argelès – Cerbère, la direction générale de l'écoulement souterrain dans l'aquifère multicouche, déduite de la piézométrie de l'hiver 1989-1990 (Marchal *et al.*, 1990), est du SW vers le NE.

L'*Atlas des eaux souterraines du département des Pyrénées Orientales* (Marchal, 1977) indique une dégradation de la productivité des terrains tertiaires au SW d'une ligne Saint-Jean-Laseille (hors du périmètre de la feuille) - Argelès-sur-Mer. Les forages les plus productifs sont situés sur le secteur correspondant à la partie NE de la feuille, au NW d'une ligne Saint-Cyprien-Plage – Brouilla, et au NE de Saint-Jean-Laseille – Brouilla (Marchal *et al.*, 1990) avec des transmissivités de l'ordre de $1,10^{-3}$ m² et supérieures, de l'ordre de $2,5$ à $3,5.10^{-3}$ m² dans le secteur Montescot-Elne. Les coefficients d'emmagasinement, lorsqu'ils ont été déterminés, sont compris, sur la partie NE de la feuille, entre $8,10^{-4}$ et $2,5.10^{-5}$. À Montescot et Elne, le SMPEPTA exploite plusieurs forages « profonds » dans le Pliocène.

Les roches métamorphiques et magmatiques

Les terrains métamorphiques et magmatiques des Albères donnent naissance à une multitude de sources : Font d'en Manel, Reina de las Fonts (Col de l'Ouillat), Font de la Tagnarède (Pic Néulos), Font des Couloumates, Fonts d'en Cassagnes, des Vernedés et d'en Vergés (sur le Pic de Sallfort), Font de la Baraquette, Font Bleue (N.-D. de Consolation), etc. Dans ces terrains, l'*Atlas des eaux souterraines du département des Pyrénées Orientales* (Marchal, 1977) indique des débits potentiels faibles, inférieurs à 2 l/s dans les roches métamorphiques et cristallines et à 1 l/s dans les schistes. À Banyuls-sur-Mer, des écoulements souterrains ont été signalés, à l'Est du Col de Banyuls, dans la grotte de la Pouade (Salvayre, 1977) et la grotte des Sabans (Delabie, 1951, *in*

Salvayre, 1977), cavités creusées dans les marbres de la Formation de Canaveilles. Sur la frange côtière des Albères, des forages auraient recoupé des eaux saumâtres dans les terrains schisteux paléozoïques.

L'Albère, mais aussi le Perthus et en partie les Cluses, sont alimentés par des sources situées sur la commune de l'Albère, sur le versant ouest du Roc des Trois Termes. Le hameau du Rimbaut, sur la commune de Collioure, est alimenté par un forage et des sources. Dans le massif des Albères, il existe de nombreux forages de particuliers, peu profonds, généralement implantés sans étude géologique, improductifs ou exploités à de faibles débits (en général, quelques centaines de litres par heure, au plus quelques m³/heure, sauf exceptions). La plupart des villages du piedmont nord des Albères (et du secteur sud du Roussillon) sont alimentées avec des eaux provenant de captages situés dans la plaine du Roussillon, notamment ceux exploités par le SMPEPTA.

Les eaux thermominérales

Les sources d'eau carbogazeuses, froides et ferrugineuses du piedmont nord des Albères émergent à proximité d'un accident géologique majeur : la faille du Tech, faille normale néogène d'orientation générale E-W, décalée par des failles transverses essentiellement orientées NE-SW. Dans le détail, le schéma fractural des Albères est complexe, avec prédominance de failles à extension plurikilométrique orientées NW-SE. À l'Ouest, sur la feuille voisine de Céret, les sources du Boulou (Pomerol & Ricou, 1992) émergent dans un secteur situé à l'intersection de la faille du Tech et de failles orientées NW-SE. L'émergence des eaux serait favorisée par un contact entre des terrains de perméabilités différentes (gneiss et schistes).

Sur la feuille Argelès – Cerbère, les principales zones d'émergence sont à Montesquieu (source de la Figuerassa), à Laroque-des-Albères, avec des venues d'eaux dans le torrent et la Font de l'Aram (ou de Roca Vella), et à Sorède, avec des venues d'eaux gazeuses dans le lit du torrent. L'aquifère minéral du piedmont nord des Albères a été recoupé par des forages de particuliers notamment au Sud de Sorède (forage artésien dans les gneiss sous couverture sédimentaire).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés en France. Elle rassemble les données concernant le sous-sol de la feuille Argelès, notamment les données hydrogéologiques et autres données pertinentes à la feuille. La BSS est

consultable soit au Service géologique régional de Montpellier, soit au BRGM (Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris), soit sur le site internet Infoterre (<http://www.brgm.fr/infoterre> ou <http://infoterre.brgm.fr>).

Classement national	X (Lambert 3)	Y (Lambert 3)	Z (m)		Commune	Nom du gîte	Nature	Substance
10976X4001	657.000	25.800	20.00	66	Argelès-sur-Mer	Château-de-Valmy-1	Gîte	Feldspath
10976X4002	657.200	23.000	500.00	66	Argelès-sur-Mer	Roc-des-Chèvres	Affleurement	Lithium, Feldspath
10976X4003	657.150	25.700	100.00	66	Argelès-sur-Mer	Château-de-Valmy-2	Gîte	Feldspath
11011X4001	646.300	19.500	500.00	66	L'Albère	Mas-Julia	Indice	Ni, Cu, Cr, Co
11014X4002	668.900	15.800	5.00	66	Cerbère	Cap Cerbère	Indice	Fe, Cu

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

Classement national	Substance	Type de gisement	Paragenèse	Gangue	Contexte géologique
10976X4001	Feldspath	filon	orthose, albite ou perthite, muscovite, ± tourmaline, grenat	pas de gangue	micaschistes à sillimanite ou cordiérite - andalousite (Formation de Canaveilles, Édiacarien)
10976X4002	Li, Feldspath	filon	orthose, albite ou perthite, muscovite, ± tourmaline, grenat	pas de gangue	micaschistes à sillimanite ou cordiérite - adalousite (Formation de Canaveilles, Édiacarien)
10976X4003	Feldspath	filon	orthose, albite ou perthite, muscovite, ± tourmaline, grenat	pas de gangue	micaschistes à sillimanite ou cordiérite - adalousite (Formation de Canaveilles, Édiacarien)
11011X4001	Ni, Cu, Cr, Co	amas, disséminé	n.a.	quartz	Proximité de lentilles ultrabasiques dans un massif basique intrudé de granitoïdes, encaissé dans métapélites, marbres (Formation de Canaveilles, Édiacarien)
11014X4002	Fe, Cu	filon	pyrite - chalcopyrite	quartz pyriteux	schistes à chlorite (Formation d'Évol, Cambrien), filon à pendage Nord, parallèle à la schistosité

Tabl. 2 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Argelès-Cerbère, d'après la BSS

BIBLIOGRAPHIE

- ABAD A. (1989) - El Cámbrico inferior de Terrades (Gerona). Estratigrafía, Facies y Paleontología. *Batalleria*, 2, p. 47-56.
- ABELANET J., BLAIZE Y., MARTZLUFF M. (1987) - Le paléolithique des Pyrénées-Orientales : état de la recherche et nouvelles données. *Bull. Assoc. Archéol. Pyr.-Or.*, 4, p. 2-23.
- AGUILAR C., LIESA M., CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M. (2014) - Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U-Pb age zircon dating. *J. Geol. Soc., London*, 171, p. 181-192.

- AGUILAR C., LIESA M., STÍPSKÁ P., SCHULMANN K., MUÑOZ J.-A., CASAS M. (2015) - P-T-t evolution of orogenic middle crust of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees): A result of horizontal crustal flow and Carboniferous doming? *J. Metam. Geol.*, 33, p. 273-294.
- AGUILAR J.-P., CALVET M., MICHAUX J. (1986) - Description des rongeurs pliocènes de la faune du Mont Héléne (Pyrénées-Orientales, France), nouveau jalon entre les faunes de Perpignan (Serrat d'en Vaquer) et de Sète. *Palaeovertebrata*, Montpellier, 16, p. 127-144.
- AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1984) - Le gisement à micromammifères du Mont Héléne (Pyrénées-Orientales) : apport à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux ; implications stratigraphiques pour le Pliocène du Sud de la France. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, p. 19-31.
- AGUILAR J.-P., MICHAUX J., BACHELET B., CALVET M., FAILLAT J.-P. (1991) - Les nouvelles faunes de rongeurs proches de la limite mio-pliocène en Roussillon, implications biostratigraphiques et biogéographiques. *Palaeovertebrata*, Montpellier, 20, p. 147-174.
- ALOÏSI J.-C. (1986) - Sur un modèle de sédimentation deltaïque : contribution à la connaissance des marges passives. Thèse de doctorat d'état, Université de Perpignan, 162 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.
- AMBERT P., CLAUZON G. (1993) - Morphogenèse éolienne en ambiance périglaciaire : les dépressions fermées du pourtour du golfe du Lion (France méditerranéenne). Actes 2^o Géoforum international de géomorphologie, Francfort, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 84, Berlin, p. 55-71.
- AUGRIS C., MÉAR Y. (1993) - *Carte des formations superficielles sous-marines entre Port-Barcarès et Saint-Cyprien (Pyrénées Orientales)*. 1/20 000. Univ. Perpignan, Région Languedoc- Roussillon, IFREMER Eds.
- AUTRAN A., CARRERAS J., DURAND-DELGA M., LAUMONIER B. (1996) -Le cycle hercynien dans les Pyrénées, réflexions géodynamiques finales. In : Barnolas A., Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 679-695.
- AUTRAN A., COCHERIE A. (1996) - Les plutons de Saint-Laurent – La Jonquera et de Batère. In : Barnolas A., Chiron J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 448-452.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1966) - Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albères (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, (D), p. 317-320.

- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XII, p. 673-731.
- AYMARD J. (1992a) - Nouvelles découvertes de vertébrés dans le Pliocène (Ruscinién) du Roussillon. *Naturalia Ruscinonensia*, 2, p. 5-24.
- AYMARD J. (1992b) - Note sur la découverte d'une tortue nouvelle « *Chelydropsis* sp. » dans le Pliocène roussillonnais (Ruscinién). *Naturalia Ruscinonensia*, 2, p. 27-32.
- 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.
- BACHE F., OLIVET J.-L., GORINI C., ASLANIAN D., LABAILS C., RABINEAU M. (2010) - Evolution of rifted continental margins: The case of the Gulf of Lions (Western Mediterranean Basin). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 292, p. 345-356.
- BARBAZA Y. (1970) - *Morphologie des secteurs rocheux du littoral catalan septentrional*, Mémoires et Documents CNRS, nouv. Série, II, 152 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*. Tome 1 - Cycle Hercynien. Édition BRGM-ITGE, Orléans et Madrid.
- BARRÈRE P., CALVET M., COURBOULEIX S., GIL PEÑA I., MARTIN ALFAGEME S. (2009) - In: Courbouleix S., Barnolas A. (eds). *Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées au 1/400 000*. Édition BRGM et ITGM.
- BARRUOL G., GRANET M. (2002) - A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern Massif central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the western Mediterranean extension. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202, p. 31-47.
- BASSETTI M.-A., BERNE S., JOUET G., TAVIANI M., DENNIELOU B., FLORES J.-A. et al. (2008) - The 100-ka and rapid sea level changes recorded by prograding shelf sand bodies in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (11).
- BÈNECH C. (1993) - Estimation des périodes de retour de « l'aiguat » d'octobre 1940 dans quelques vallées des Pyrénées-Orientales. In: l'Aiguat del 40. *Actes du congrès de Vernet-les-Bains*, Generalitat de Catalunya édit., p. 297-313.
- BERÁSTEGUI X., LOSANTOS M. (2001) - Mapa geològic de Catalunya, Garriguella 220-2-2 (78-20).

- BERGER G.-M., FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., MARCHAL J.-P., VAUTRELLE C. (1993) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090)*. Orléans, BRGM, 119 p. Carte géologique par M. Fonteilles *et al.* (1993).
- BERNÉ S., CARRÉ D., LOUBRIEU B., MAZÉ J.-P., MORVAN L., NORMAND A., (2004) - *Le golfe du Lion, carte morpho-bathymétrique*. Échelle 1/250 000. 1 carte. Éditions Quae.
- BIROT P. (1937) - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Baillière édit., Paris, 318 p.
- BISCALDI R. (1964) - Hydrogéologie du Bassin inférieur du Tech (de Céret à la mer). *Thèse 3^e cycle*, Université de Montpellier, 133 p.
- BLAIZE Y. (1989-1990) - Le peuplement paléolithique du Conflent. *Travaux de préhistoire catalane*, CEPC, VI, p. 7-16.
- BOURCART J. (1947) - Étude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 218, XLV, 1945, p. 395-476.
- BOURROUILH R. (2008) - L'Aquitaine et les Pyrénées : formation et évolution. *In* : Canérot J., Colin J.-P., Platel J.-P., Bilotte M. (eds.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 55-80.
- 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.
- CABALLERO Y., *et al.* (2008) - Bassin d'alimentation et contexte hydrogéologique du captage du Val Auger, Banuyls-sur-Mer (66) - Rapport final, BRGM.
- CALVET M. (1981) - Nappes alluviales et niveaux quaternaires du bas-Vallespir. Implications néotectoniques et paléoclimatiques. *Rev. Géogr. Pyr. Et S.O.*, 52, p. 125-159.
- CALVET M. (1982) - Étude géomorphologique des massifs des Albères-Roc de France et de leurs piémonts (Pyrénées orientales catalanes). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris I, 2 t, 502 p., 75 pl.
- CALVET M. (1986a) - Les terrasses alluviales de la Têt : étude granulométrique et pétrographique des galets. *Revue géogr. Pyr. Et S.O.*, 57, p. 231-246.
- CALVET M. (1986b) - La stratigraphie du Néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques de bordure. Essai de mise au point. *Géol. France*, p. 205-220.
- CALVET M. (1996) - *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*. Thèse Doct. État., Docs. BRGM, 255, 3 t, 1177 p., 293 ph. h.t., cartes h.t.
- CALVET M. (1999) - Régime des contraintes et volumes de relief dans l'Est des Pyrénées. *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 3, p. 253-278.

- CALVET M., GUNNELL Y. (2008) - Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In: Gallagher K., Jones S.-J., Wainwright J. (eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales*, *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 296, p. 147-166.
- CALVET M., SERRAT P., LEMARTINEL B., MARICHAL R. (2002) - Les cours d'eau des Pyrénées orientales depuis 15 000 ans : état des connaissances et perspectives de recherches. In : Bravard J.-P., Magny M., *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnements des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Actes du colloque de Metz, 21-23 juin 2001, PEVS-SEDD-CNRS, Éditions Errance, p. 279-294.
- CANÉROT J. (2008) - *Les Pyrénées. Histoire géologique*. Atlantica - BRGM. Éditions, 516 p.
- CAROZZA J.-M. (1998) - Évolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique : l'exemple des bassins d'alimentation du Roussillon. Approche morphotectonique. Thèse Doct., Univ. Toulouse 2, 398 p.
- CAROZZA J.-M., DELCAILLAU B. (1999) - L'enregistrement géomorphologique de la tectonique quaternaire par les nappes alluviales : l'exemple du bassin de la Têt (Roussillon, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci., Terre Planètes*, 329, p. 735-740.
- CAROZZA J.-M., PUIG C. (2011) - Changements environnementaux, vulnérabilité et adaptation des sociétés du passé : l'exemple du Petit âge glaciaire en Roussillon, *Sud-Ouest Européen*, 32, p. 67-79.
- CAROZZA J.-M., PUIG C., ODIOT T., VALETTE P., PASSARIUS O. (2011) - Lower Mediterranean plain accelerated evolution during the Little Ice Age: Geoarcheological insight in the Tech basin (Roussillon, Gulf of Lion, Western Mediterranean), *Quaternary international*, 266, p. 94-104.
- CARRERAS J. (2001) - Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *J. Struct. Geol.*, 23, p. 1457-1486.
- CARRERAS J., DRUGUET E. (1994) - Structural zonation as a result of inhomogeneous non-coaxial deformation and its control on syntectonic intrusions: an example from the Cap de Creus area, eastern-Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 16, p. 1525-1534.
- CARRERAS J., DRUGUET E. (2013) - *Illustrated field guide to the geology of Cap de Creus*. Univ. Autònoma Barcelona Pubs., 123 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., PALAU J., CIRÉS J., ESCUER J. (1994) - Memoria explicativa, *Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Portbou (221), ITGE, Madrid, 25 p.

- 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., NAVIDAD M., CASTIÑEIRAS P., LIESA M., AGUILAR C., CARRERAS J., HOFMANN M., GÄRTNER A., LINNEMANN U. (2015) - The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *Int. J. Earth Sci.*, 104, p. 909-925.
- CASAS J.-M., 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.
- CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M., CARRERAS J., CASAS J.-M. (2008) - U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 461, p. 228-239.
- CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., CASAS J.-M., LIESA M., CARRERAS J. (2011) - Petrogenesis of Ordovician Magmatism in the Pyrenees (Albera and Canigó Massifs) Determined on the Basis of Zircon Minor and Trace Elements. *J. Geol.*, 119, p. 521-534.
- CAVET P. (1957) - Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte géol. France*, LV, 254, p. 305-518.
- CHEVROT S., SYLVANDER M., DELOUIS B. (2011) - A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics*, 510, p. 239-251.
- CHOUKROUNE P. (1992) - Tectonic evolution of the Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 20, p. 143-158
- CIRÉS J., MORALES V., LIESA M., CARRERAS J., ESCUER J., PUJADAS J. (1994) - *Memoria explicativa, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja La Jonquera (220), ITGE, Madrid, 53 p.
- CLAUZON G. (1990) - Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XVII, p. 125-155.
- CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1987) - Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304, série II, p. 585-590.
- CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J., SUC J.-P. (1985) - Implications stratigraphiques, géodynamiques et paléogéographiques du nouveau gisement de rongeurs de Vivès 2. *Hommage à Charles Depéret*, 24-26 octobre 1985, Perpignan, vol. Résumés, 16.

- CLAUZON G., BERGER G., ALOÏSI J.-C., MARCHAL J.-P., MONACO A., GOT H., AUGRIS C., MICHAUX J., SUC J.-P., GADEL F., MARTIN-BUSCAIL R. (1989) - *Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Perpignan (1091)*. Orléans, BRGM, 40 p. Carte géologique par : G Berger *et al.* (1988).
- CLAUZON G., CRAVATTE J. (1985) - Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet I (Pyrénées-Orientales) : apport à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, série II, p. 1351-1354.
- CLAUZON G., SUC J.-P., AGUILAR J.-P., AMBERT P., CAETTA H., CRAVATTE J., DRIVALIARI A., DOMENECH R., DUBAR M., LEROY S., MARTINELL J., MICHAUX J., ROIRON P., RUBINO J.-L., SAVOYE B., VERNET J.-L. (1990) - Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French mediterranean region. *In: Iberian Neogene Basins, Paleontologia i Evolució*, Mem. Especial 2, Sabadell, p. 131-186.
- COCHERIE A. (1984) - Interactions manteau-croûte : son rôle dans la genèse des associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Sci. Univ. Rennes I, 246 p., *Doc. BRGM*, 90 (1985).
- COCHERIE A., BAUDIN T., GUERROT C., AUTRAN A., FANNING M.-C., LAUMONIER B. (2005) - Evidence of the Lower Ordovician intrusion age for metagranites in the Late Proterozoic Canaveilles Group of Pyrénées and Montagne Noire (France): new U-Pb datings. *Bull. Soc. Géol. France*, 176, p. 269-282.
- COLLINA-GIRARD J. (1975) - Les industries archaïques sur galets des terrasses quaternaires de la plaine du Roussillon. Thèse 3^e cycle, Univ. Provence, 408 p.
- COLLINA-GIRARD J. (1976) - Les alluvions fluviales des fleuves côtiers dans le Roussillon. *In: de Lumley H., coord., La Préhistoire française*, CNRS édit., t. I, p. 78-82.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.-S., KIRSCHVINK J.-L., ZICHAO Z., GUOGAN M.-A. (1992) - Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc.*, 149, p. 171-184.
- CORBELLA M., MELGAREJO J.-C. (1990) - Características y distribución de los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la península del Cap de Creus (Pirineo oriental catalán). *Bol. Soc. Esp. Mineral.*, 13, p. 169-182.
- COSTA S., MALUSKI H. (1988) - Use of the ⁴⁰Ar-³⁹Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: An example from the Saint-Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosci.)*, 72, p. 127-144.
- DEBALS B. (1998) - Étude sédimentologique des formations quaternaires des bassins des fleuves côtiers du Roussillon (France) : vallées de la Têt et du Tech. Thèse Doct., Univ. Perpignan, 2 t., 288 p.

- DEBALS B. (2000) - Mise au point sur la chronostratigraphie des dépôts alluviaux quaternaires de la plaine du Roussillon : exemple de la vallée de la Têt (France). *Quaternaire*, 11, p. 31-39.
- DEBON F., ENRIQUE P., AUTRAN A. (1995) - Magmatisme hercynien. In : Barnolas A., Chiron J.-C. (eds) Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 361-499.
- DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., CALVET M., BOURLÈS D. (2008) - Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, p. 231-241.
- DELOULE E., ALEXANDROV P., CHEILLETZ A., LAUMONIER B., BARBEY P. (2002) - *In-situ* U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 91, p. 398-405.
- DELVOLVÉ J.-J., VACHARD D., SOUQUET P. (1998) - Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geol. Rdsch.*, 87, p. 363-372.
- DENÈLE Y., BARBEY P., DELOULE É., PELLETER E., OLIVIER P., GLEIZES G. (2009) - Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. France*, 180, p. 209-216
- DENÈLE Y., LAUMONIER B., PAQUETTE J.-L., OLIVIER P., GLEIZES G., BARBEY P. (2014) - Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In: Schulmann K., Martínez-Catalán J.-R., Lardeaux J.-M., Janoušek V. & Oggiano G. (eds), The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 405, p. 265-287.
- DEPÉRET C. (1885a) - Description des vertébrés fossiles du terrain pliocène du Roussillon. Thèse, Paris. *Ann. Sc. Géol.*, 17, p. 137-268.
- DEPÉRET C. (1885b) - Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. *Ann. Sc. Géol.*, 17, p. 1-136.
- DEPÉRET C., LOUTREL G. (1910) - Feuille de Céret (Chaîne des Albères). *Bull. Serv. Carte géol. France, C. R. Coll.*, 19, p. 113-119.
- DEPÉRET C., LOUTREL G., MENGEL O. (1911) - Feuille « Céret », n° 258, de la Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 et notice explicative.
- DRUGUET E., GLEIZES G., OLIVIER P., MIESA M., CASTAÑO L.-M., CARRERAS J. (2008) - Discriminating Variscan and Alpine deformation in the Eastern Pyrenees. Insight from AMS study in the Sant Llorenç-La Jonquera pluton. *Geogaceta*, 45, p. 7-10.
- DURAND P. (1999) - l'évolution des plages de l'ouest du golfe du Lion au XX^e siècle, cinématique du trait de côte, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle. Thèse Doct., Univ. Lyon 2, vol. 1, 461 p., vol. 2, atlas de cartes.

- DUVAIL C. (2008) - Expression des facteurs régionaux et locaux dans l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive. Exemple de la marge du Golfe du Lion étudiée selon un continuum terre-mer. Thèse Doct., Univ. Montpellier 2, 295 p.
- DUVAIL C., GORINI C., LOFI J., LE STRAT P., CLAUZON G., DOS REIS T. (2005) - Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracks below the Roussillon basin (Eastern Pyrenees, France). *Marine Petrol. Geol.*, 22, p. 747-756.
- DUVAIL C., LE STRAT P., avec la collaboration de ALABOUVETTE B., PERRIN J., SERANNE M. (2000) - *Évolution géodynamique du bassin du Roussillon : analyse des profils sismiques calibrés par les sondages profonds de Elne 1 et de Canet 1*. Rapport n° GTR/BRGM/1200-137, Montpellier, 23 p.
- DUVAIL C., LE STRAT P., avec la collaboration de GORINI C., LOFI J., CLAUZON G. (2002) - *Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quatérnaires au droit du Roussillon suivant un profil terre-mer*. Rapport BRGM/RP-51972-FR, 71 p.
- EXPERT M. (2014) - Le massif des Albères : étude structurale, pétrologique et géochronologique. *Mém. Master*, Univ. Rennes 1, 44 p., inédit.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif central. *C. R. Geoscience*, 341, p. 202-213.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1971) - Disthène relique et disthène hystérogène dans les terrains métamorphiques hercyniens des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272, (D), p. 361-363.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1972) - Nappe de socle et socle autochtone dans les Pyrénées, lors de l'orogénèse hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, (D), p. 3504-3507.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1974) - Influence des noyaux de socle précambrien sur le métamorphisme et la structure profonde de l'orogène hercynien des Pyrénées. Comparaison avec les régions voisines. *PIGC Précambrien des zones mobiles de l'Europe*, Conférence Liblice, Praha, p. 189-198.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1977) - Influence des noyaux de socle précambrien sur le métamorphisme et la structure profonde de l'orogène hercynien des Pyrénées orientales. Comparaison avec les régions voisines. In : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, *Coll. Intern. CNRS*, Rennes, 243, p. 81-87.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1987) - Géochimie des éléments majeurs dans les métagranites fini-précambriens des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 691-694.
- FOURCADE S. (1981) - Géochimie des granitoïdes. Thèse Sci. Univ. Paris VII, 211 p.

- GALLART J., DIAZ J., NERCESSIAN A., MAUFFRET A., DOS REIS T. (2001) - The eastern end of the Pyrenees: seismic features at the transition to the NW Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 11, p. 2277-2280.
- GEYSSANT J., GUITARD G., LAUMONIER B. (1980) - Analyse structurale des gneiss cœillés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (Pyrénées orientales) ; présence de calcite dans ces roches. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, (D), p. 1103-1106.
- GIRET A. (1993-96) - *Roussillon, Pyrénées-Orientales : levé de 8 cartes au 1/25 000 concernant les « Formations alluviales et torrentielles quaternaires du Roussillon »*. Document inédit déposé au Laboratoire de préhistoire du Lazaret, Nice. Consultable sur : <http://www.geographiephysique.com/spip.php?Article>.
- GIRET A. (1996) - Étude des déformations quaternaires de la Têt par l'analyse morphométrique. *Quaternaire*, 6, p. 121-138.
- GLEIZES G., BOUCHEZ J.-L. (1989) - Le granite de Mont-Louis (Zone Axiale des Pyrénées) : anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 1075-1082.
- GLEIZES G., LEBLANC D., SANTANA V., OLIVIER P., BOUCHEZ J.-L. (1998) - Sigmoidal structures featuring dextral shearing during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa (Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, 20, p. 1229-1245.
- GORINI C., LOFI J., DUVAİL C., DOS REIS T., GUENOC P., LE STRAT P., MAUFFRET A. (2005) - The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine Petrol. Geol.*, 22, p. 695-712.
- GORINI C., LE MARREC A., MAUFFRET A. (1993) - Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 164, p. 353-363.
- GOT H. (1967) - Contribution à l'étude sédimentologique des terrasses quaternaires du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), IX, p. 212-220.
- GOT H. (1973) - Étude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. Thèse Doct., Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- GOT H., ALOÏSI J.-C., LEENHARDT O., MONACO A., SERRA-RAVENTOS J., THEILEN F. (1979) - Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de Catalogne. *Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn.*, 21, p. 281-293.
- GOT H., MONACO A. (1972) - *Carte géologique de la marge continentale française à l'échelle du 1/100 000 - Feuille Argelès-sur-Mer. II - Nature des dépôts meubles superficiels*. Édition BRGM.

- GOTTIS M. (1958) - L'apport des travaux de la Compagnie d'exploitation pétrolière (CEP) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. France*, 43, p. 739-747.
- 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.
- GUENOC P., GORINI C., MAUFFRET A. (2000) - Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géol. Fr.*, 3, p. 67-97.
- GUITARD G. (1958) - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 23-27.
- GUITARD G. (1970) - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. BRGM*, 63, 353 p.
- GUITARD G. (1987) - Coexistence de la paragonite et de la muscovite dans les métamorphites hercyniens des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 783-786.
- GUITARD G., EL MAZ A. (1985) - Réactions continues et discontinues dans les métapélites mésozonales des zones de la cordiérite et de l'andalusite du massif des Albères (Pyrénées orientales) : problème de la disparition de la chlorite. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, II, p. 751-754.
- GUITARD G., LAFFITTE P. (1956) - Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées-Orientales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258, (D), p. 2749-2752.
- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y., BERGER G.-M. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095). BRGM, Orléans, 198 p.
- GUITARD G., MOZGAWA-KRUTOV A. (1986) - Géothermobarométrie du socle catazonal des Albères (Pyrénées orientales) à l'aide des paragenèses kinzigitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 87-90.
- GUITARD G., VIELZEUF D., MARTÍNEZ F. (coords.). (1996) - Métamorphisme hercynien. In : Barnolas A., Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 501-584.
- GUNNELL Y., CALVET M., BRICHAU S., CARTER A., AGUILAR J.-P., ZEYEN H. (2009) - Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Let.*, 278, p. 208-218.
- GUNNELL Y., ZEYEN H., CALVET M. (2008) - Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth Planet. Sci. Let.*, 276, p. 302-313.

- GUTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., JEFFRIES T.-E., JOHNSTON S.-T., PASTOR-GALÁN D., MURPHY J.-B., FRANCO M.-P., GONZALO J.-C. (2011) - Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, 17 p.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., JOHNSTON S.-T., WEIL A.-B., PASTOR-GALÁN D., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J. (2012) - Buckling an orogen: The Cantabrian orocline. *GSA Today*, 22, p. 4-9.
- HANDY M.-R., SCHMID S.-M., BOUSQUET R., KISSLING E., BERNOULLI D. (2010) - Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth Sci. Rev.*, 102, p. 121-158
- JACOB N. (1995) - La basse vallée du Tech sous les eaux en octobre 1940. Centre de géographie physique H. Elhaï édit., Univ. Paris X, 206 p. (synthèse parue in : *Annales de Géographie*, 1997, n° 596).
- JAUZEIN A. (1953) - Feuilles d'Argelès-sur-Mer et de Cerdère au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. France, C. R. Coll.*, 237, p. 219-236.
- JOLIVET L., FRIZON DE LAMOTTE D., MASCLE A., SÉRANNE M. (1999) - The Mediterranean basins: Tertiary Extension within the Alpine orogen-an introduction. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F., Séranne M. (eds), The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen, *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 156, p. 1-14.
- JOLIVET L., GORINI C., SMIT J., LEROY S. (2015) - Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. *Tectonics*, 34, p. 662-679.
- JUEZ LARRÉ J., ANDRIESEN P.-A.-M. (2006) - Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-tracks and (U-Th)/He thermochronology, a case history of the Catalan Coastal Ranges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 243, p. 159-180.
- KOTARBA J., CASTELLVI G., MAZIÈRE F. (2007) - Carte archéologique de la Gaule, les Pyrénées-Orientales 66, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, 712 p.
- KOTARBA J., VIGNAUD A. (1990) - Étude d'impact archéologique, Route Départementale 618 (Le Boulou – Argelès-sur-Mer), 85 p., annexes cartes.
- KRONER U., ROMER R.-L. (2013) - Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Res.*, 24, p. 298-329.
- LABAUNE C., TESSON M., GENSOUS B. (2008) - Variability of the transgressive stacking pattern under environmental changes control: example from the Post-Glacial deposits of the Gulf of Lions inner-shelf, Mediterranean, France. *Continental Shelf Research*, 28, p. 1138-1152.
- LACOMBE O., JOLIVET L. (2005) - Structural and kinematic relationships between Corsica and Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003, doi: 10.1029/2004TC001673.

- LAFFITTE P. (1958) - Le complexe paléo-volcanique de l'Albère et les roches grenues basiques et ultrabasiques qu'il renferme. *Bull. Soc. Géol. France*, (6), VIII, 920-923. (voir aussi 930).
- LAMOUREUX C., SOULA J.-C., DÉRAMOND J., DEBAT P. (1980) - Shear zones in the granodioritic massifs of the Central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine orogenesis. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 49-53.
- LAUMONIER B. (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) (coord.) - Cambro-Ordovicien. In : Barnolas A., Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 157-210.
- LAUMONIER B. (1998) - Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien *s.l.*) : évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodinamica Acta*, 11, p. 1-11.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1978) - Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales : le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche de Conflent. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, XX, p. 177-212.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1986) - Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 473-478.
- LAUMONIER B., AUTRAN A., BARBEY P., CHEILLETZ A., BAUDIN T., COCHERIE A., GUERROT C. (2004) - Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne noire). *Bull. Soc. Géol. France*, 175, p. 105-117.
- LAUMONIER B., BARBEY P., DENÈLE Y., OLIVIER P., PAQUETTE J.-L. (2014) - Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien - Autunien *p.p.*) Dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Rev. Géol. Pyrén.*, 1, 2, 10 p. [Http://www.geologie-des-pyrenees.com/](http://www.geologie-des-pyrenees.com/)
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., KISTER P. (2010) - Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 181, p. 411-428.
- LECLERC J.-C. (2000) - Variations du champ de contrainte cénozoïque et déformations récentes du bassin du Roussillon. Mém. DEA, ENS Ulm, Univ. De Cergy-Pontoise et Paris-Sud, 42 p.
- 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, Sciences de la Terre*, 314 (10), p. 1071-1077.

- LIESA M., VERGÉS J., MARTÍNEZ-RÍUS A., ESCUER J., PUJADAS J., MUÑOZ J.-A., TOSQUELLA J., SAMSÓ J.-M., BARBERÀ M. (1994) - Memoria explicativa, Mapa geol. España (1;50.000), hoja Maçanet de Cabrenys (219), ITGE, Madrid, 67 p.
- LIESA M., CARRERAS J., CASTIÑEIRAS P., CASAS J.-M., NAVIDAD M., VILÀ M. (2011) - U-Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera massif (Eastern Pyrenees). *Geologica Acta*, 9, p. 93-101.
- LLAC F. (1973) - Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur dans la partie orientale du massif des Albères (Pyrénées-Orientales). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 53-54.
- LOFI J., RABINEAU M., GORINI C., BERNÉ S., CLAUZON G., DE CLARENS P., DOS REIS T., MOUNTAIN G.-S., RYAN W.-B.-F., STECKLER M.-S., FOUCHET C. (2003) - Plio-Quaternary prograding clinoformwedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geol.*, 198, p. 289-317.
- LUCAS C., GISBERT-AGUILAR J. (coords.) (1996) - Carbonifère supérieur - Permien. In : Barnolas A., Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Edition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 339-359.
- MAGNÉ J. (1978) - Études microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. Les bassins néogènes catalans. Éditions du CNRS, Centre régional de public. Toulouse, 259 p., planches h.t.
- MALLÓ A., FONTAN F., MELGAREJO J.-C., MATA J.-M. (1995) - The Albera zoned pegmatite field, Eastern Pyrenees, France. *Mineral. Petrol.*, 55, p. 103-116.
- MARCHAL J.-P. (1977) - Atlas des eaux souterraines du département des Pyrénées Orientales. Éditions du BRGM.
- MARCHAL J.-P. *et al.* (1990) - Aquifère multicouche du Roussillon (Pyrénées-Orientales) - Actualisation des données hydrogéologiques. BRGM, rapport R31805LRO4S90.
- MARGALEF A., CASAS J.-M., CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M. (2014) - Detrital zircons from the Pre-Silurian rocks of the Pyrenees: geochronological constraints and provenance. *Gondwana 15. North meets South*. Madrid, 14-18 July 2014, Abstracts Book, 103.
- MARTÍNEZ-CATALÁN J.-R. (2012) - The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *Int. J. Earth Sci.*, 101, p. 1299-1314.
- MARTÍNEZ F.-J., IRIONDO A., DIETCH C., ALENIKOFF J.-N., PEUCAT J.-J., CIRÈS J., CAPDEVILA R. (2011) - U-Pb SHRIMP zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement Eastern Pyrenees. *Lithos*, 127, p. 10-23.
- MARTÍNEZ-GARCÍA E. (2013) - An Alleghanian orocline: the Asturian Arc, northwestern Spain. *Int. Geol. Rev.*, 55, p. 367-381.

- MARTZLUFF M. (1994) - Le gisement épicaudal des berges du Tech, rapport des sondages, Service Régional de l'Archéologie, 11 p. Ronéot.
- MARTZLUFF M. (2006) - Entre Pebble Culture, bifaces et érosion, le « Tautavélien » des terrasses quaternaires en Roussillon. *Archéo 66, Bull. Assoc. Archéo. Pyr.-Or.*, 21, p. 89-112.
- MARTZLUFF M., PASSARIUS O., VIGNAUD A., DONES C. (1994-1995) - Nouvelles données sur le Néolithique ancien du Roussillon, *Études Roussillonnaises*, XIII, p. 7-16.
- MATTE P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorican microplate: a review. *Terra Nova*, 13, p. 122-128.
- MAUFFRET A., DURAND DE GROSSOUVRE B., DOS REIS A.-T., GORINI C., NERCESSIAN A. (2001) - Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *J. Struct. Geol.*, 23, p. 1701-1726.
- MAUREL O. (2003) - L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. Thèse Doct., Univ. Montpellier II, 218 p.
- MAUREL O., MONIÉ P., PIK R., ARNAUD R., BRUNEL M., JOLIVET M. (2008) - The Meso-Cenozoic thermotectonic evolution of the eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *Int. J. Earth Sci.*, 97, p. 565-584.
- 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.
- MÉAR Y., AUGRIS C., MURAT A. (1992) - Caractérisation morpho-sédimentaire des fonds rocheux situés au large du Roussillon. *Géologie Méditerranéenne*, 19, p. 125-143
- MICHAUX J. (1976) - Découverte d'une faune de petits mammifères dans le Pliocène continental de la vallée de la Canterrane (Roussillon) ; ses conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XVIII, p. 165-170.
- MONACO A. (1971) - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon. Thèse Doct., USTL Montpellier, 2 t., 285 p.
- MONACO A., THOMMERET J. (1969) - Sur l'âge des affleurements rocheux du plateau continental du Roussillon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 268, D, p. 913-915.
- MONACO A., THOMMERET J.-Y. (1972) - L'âge des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (golfe du Lion). *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 274, p. 2280-2283.
- NARBONNE G.-M., XIAO S., SHIELDS G.-A. (2012) - The Ediacaran Period. In: Gradstein F.-M., Ogg J.-G., Schmitz M., Ogg G. (eds), *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, p. 413-435.

- NAVIDAD M., CARRERAS J. (1995) - Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Pyrenees (Cap de Creus and Albera Massifs) and its geodynamical setting. *Geol. Mijnbouw*, 74, p. 65-77.
- 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.
- NEUBAUER F. (2014) - Gondwana-Land goes Europe. *Austrian J. Earth Sci.*, 107, p. 147-155.
- OLIVET J.-L., MALOD J.-A., BEUZART P. (1996) - Contexte cinématique - Apport des données marines. In : Barnolas A., Chiron J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, Édition B.R.G.M.-ITGE, vol. 1 - Géophysique, p. 81-134.
- PARDÉ M. (1941) - La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. *Revue géogr. Pyr. Et S.O.*, XII, p. 237-279.
- PASSARIUS O., avec la coll. de TEILHOL V., SANCHEZ J.-M., CAROZZA J.-M., CASTELVI G., CATAFAU A., DONAT R. (2005) - Église Sainte-Eugénie de Tresmals (commune d'Elne et Argelès-sur-Mer), Document final de synthèse, Assoc. Archéo. Des Pyr.-Orient., Service Régional de l'Archéologie, 134 p.
- PATERNOT C. (1964) - Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin du Réart. Thèse 3^e cycle, Univ. Montpellier, 103 p.
- PEREIRA M.-F., CASTRO A., FERNÁNDEZ C. (2015) - The inception of a Paleotethyan magmatic arc in Iberia. *Geosci. Frontiers*, 6, p. 297-306.
- PEREIRA M.-F., CASTRO A., CHICHORRO M., FERNÁNDEZ C., DÍAS-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.
- PHILIP H., BOUSQUET J.-C., ESCUER J., FLETA J., GOULA X., GRELLET B. (1992) - Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 314, p. 1239-1245.
- PIO LUCENTE F., MARGHERITI L., PIROMALLO C., BARRUOL G. (2006) - Seismic anisotropy reveals the long route of the slab through the western-central Mediterranean mantle. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 241, p. 517-529.
- POMEROL C., RICOUR J. (1992) - Terroirs et Thermalisme de France. Sous la Direction de Ch. Pomerol et J. Ricour. Éditions BRGM, 288 p.
- RABINEAU M., BERNÉ S., LE DREZEN E., LERICOLAIS G., MARSET T., ROTUNNO M. (1998) - 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France. *Mar. Petrol. Geol.*, 15, p. 439-452.

- RABINEAU M., BERNÉ S., ASLANIAN D., OLIVET J.-L., JOSEPH P., GUILLOCHEAU F., BOURRILLET J.-F., LEDREZEN E., GRANGEON D. (2005) - Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Mar. Petrol. Geol.*, 22, p. 775-804.
- RABINEAU M., LEROUX E., ASLANIAN D., BACHE F., GORINI C., MOULIN M., MOLLIEUX S., DROZ L., DOS REIS A.-T., RUBINO J.-L., GUILLOCHEAU F., OLIVET J.-L. (2014) - Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion. *Earth Planet Sc. Lett.*, 388, p. 353-366.
- RAYMOND D. (1986) - Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises : l'exemple du Pays de Sault (Nord du granite de Quérigut, Aude et Ariège) et des régions voisines. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), II, p. 479-485.
- ROSSI P., OGGIANO G., COCHERIE A. (2009) - A restored section of the "southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent. *C. R. Geoscience*, 341, p. 224-238.
- SALVAYRE H., SOLA C. (1975) - Observations sur la stratigraphie et la néotectonique du Pliocène de la vallée de la Canterrane (P.O.). *Bull. Soc. Géol. France*, 17, p. 1121-1125.
- SALVAYRE H., SOLA C. (1982) - Conceptions modernes de la structure géologique du réservoir multistrates des nappes captives du Roussillon en rapport avec leur étude hydrodynamique. Actes du 106^e Congrès nat. Soc. Sav., Perpignan 1981, vol. *Sciences*, III, p. 195-234.
- SALVAYRE H. (1977) - Spéléologie et hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées orientales. *Revue Conflent*, 86, 87 et 90, 249 p.
- SÉRANNE M. (1999) - The gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F., Séranne M. (eds), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*, *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 156, p. 15-36.
- SERVAIS T., SINTUBIN M. (2009) - Avalonia, Armorica, Perunica: terranes, microcontinents, microplates or palaeobiogeographical provinces? In: Bassett M.-G. (ed.), *Early Palaeozoic Peri-Gondana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 325, p. 103-115.
- SERVANT J. (1970) - Carte pédologique de la France au 1/100 000, feuille Argelès-sur-Mer – Perpignan, notice explicative, INRA, 114 p.
- SOLIVA J. (1992) - Les déformations ductiles dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales : la convergence varisque, la mise en place des granites tardi-hercyniens, la convergence pyrénéenne. Thèse Doct., Univ. Montpellier II, 186 p.

- SOLIVA J., BRUNEL M., MATTE P. (1991) - La zone de décrochement ductile Le Boulou – Le Perthus dans la granodiorite de Saint-Laurent (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, p. 639-646.
- SOLIVA J., PISTRE S., ARTHAUD F., BRUNEL M. (1992) - Les zones de cisaillement mylonitiques dans le Sud du granite de Millas (Pyrénées-Orientales) : déformations ductiles d'âge hercynien et/ou pyrénéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, p. 611-618.
- SOLIVA J., PISTRE S., ARTHAUD F., BRUNEL M., MALUSKI H. (1993) - Alpine reactivation of late-Variscan shear zones in Eastern Pyrenees: ^{40}Ar - ^{39}Ar mineral dating of Millas and St-Laurent granitoids. *Terra Nova*, 5, p. 395-396.
- SOULA J.-C., LAMOUREUX C., VIALLARD P., BESSIÈRE G., DEBAT P., FERRET B. (1986) 6 The mylonites zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129, p. 115-147.
- STAMPFLI G.6M., BOREL G.6D. (2002) 6 A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 196, p. 17-33.
- STAMPFLI G.6M., HOCHARD C., VÉRARD C., WILHEM C., VOL RAUMER J. (2013) - The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, p. 1-19.
- SUC J.-P. (1976) 6 Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène du Roussillon. *Géobios*, 9, p. 741-771.
- SUC J.-P. (1980) - Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon (sud de la France) et de la Catalogne (nord-est de l'Espagne). Thèse Doct., Univ. Sci. Tech. Languedoc, 2 t., 198 p.
- TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 14(3), p. 281-304.
- TESSON M., LABAUNE C., GENSOUS B. (2005) - Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean littoral system: the western gulf of Lion, France. *Mar. Geol.*, 222-223, p. 313-334.
- TESSON M., LABAUNE C., GENSOUS B., SUC J.-P., MELINTE-DOBRESANU M., PARIZE O., IMBERT P., DELHAYE-PRAT V. (2011) - Quaternary "compound" incised valley in a microtidal environment, Roussillon continental shelf, Western Gulf of Lions, France. *Sedim. Res.*, 81, p. 708-729.
- TESSON M., POSAMENTIER H.-W., GENSOUS B. (2000) - Stratigraphic organization of the late Pleistocene deposits of the western part of the Golfe du Lion shelf (Languedoc shelf), Western Mediterranean Sea, using high resolution seismic and core data: *AAPG Bull.*, 84, p. 119-150.
- THEREAU E. (2000) - Cartographie des fonds et des corps sédimentaires superficiels de la plate-forme du Roussillon. Rapport de Stage Intechmer, 48 p., 2 ann.

- TRIBOULET C., GUITARD G., KATONA I., NAVIDAD M. (2005) - Évolution pression-température des amphibolites de la zone axiale au cours du métamorphisme hercynien des Pyrénées-Orientales. *C. R. Geoscience*, 337, p. 1244-1249.
- TUGEND J., MANATSCHAL G., KUSZNIR N.-J., MASINI É., MOHN G., THINON I. (2014) - Formation and deformation of hyperextended rift systems: insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay - Pyrenees. *Tectonics*, 33, p. 1239-1276.
- VERGÉS J., FERNÁNDEZ M., MARTÍNEZ A. (2002) - The Pyrenean orogen: pre-, syn- and post-collisional evolution. *J. Virtual. Explorer*, 8, p. 57-76.
- VILÀ M. (2003) - Petrogènesi i estructura hecinianes del massís de l'Albera (Pirineus orientals). Phd thesis, Univ. Barcelona, 394 p.
- VILÀ M., ENRIQUE P., LIESA M., PIN C. (2004) - Petrogènesis de las rocas magmáticas hercínicas del Macizo de la Albera (Pirineos Orientales). *Geo-Temas*, 6, p. 137-140.
- VILÀ M., PIN C., ENRIQUE P., LIESA M. (2005) - Telescoping of three distinct suites in an orogenic setting: Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos*, 83, p. 97-127.
- VILÀ M., PIN C., LIESA M., ENRIQUE P. (2007) - LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. *J. Metam. Geol.*, 25, p. 321-347.
- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C. (1975) - ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, p. 205-212.
- VITRAC A., ALLEGRE C.-J. (1971) - Datation ^{87}Rb - ^{87}Sr des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées-Orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273, (D), p. 2411-2413.
- VON RAUMER J.-F., BUSSY F., SCHALTEGGER U., SCHULZ B., STAMPFLI G.-M. (2013) - Pre-Mesozoic Alpine basements - Their place in the European Paleozoic framework. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 125, p. 89-108.
- WEIL A., GUTIÉRREZ-ALONSO G., CONAN J. (2010) - New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *J. Geol. Soc., London*, 167, p. 127-143.
- WEIL A.-B., GUTIÉRREZ-ALONSO G., WICKS D. (2013) - Investigating the kinematics of local thrust rotation in the limb of an orocline: a paleomagnetic and structural analysis of the Esla tectonic unit, Cantabrian-Asturian Arc, NW Iberia. *Int. J. Earth Sci.*, 102, p. 43-60.

ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE

Le tableau 1 récapitule l'ensemble des datations radiométriques effectuées sur les feuilles Argelès – Cerbère et Arles-sur-Tech, c'est-à-dire pour les massifs des Albères et du Roc de France. Seules les datations nouvelles et inédites effectuées sur la feuille Argelès – Cerbère sont détaillées dans cette annexe ; elles ont été réalisées pour le BRGM par C. Guerrot en 2001 et par A. Cocherie en 2008 et 2010.

	Lithologie	Localisation	Âge (Ma)		Référence
Massif du Roc de France					
VOLCANISME PRÉHERCYNIE (CADOMIEN)					
1	granulés VS1	las Illas (Arles-sur-T.)	548.4±8.4	3	Castifeiras <i>et al.</i> , 2008
PLUTONISME PRÉHERCYNIE (CADOMIEN ou POST-CADOMIEN)					
Massif du Roc de France					
2	orthogneiss	Mas Blanc (Arles-sur-T.)	560.1±7.2	3	Castifeiras <i>et al.</i> , 2008
Massif des Albères					
3	<i>orthogneiss</i>	<i>Balma Corba</i>	533±3	3	<i>cette notice</i>
PLUTONISME PRÉHERCYNIE (ORDOVIEN)					
Massif du Roc de France					
4	orthogneiss G1	Montalba-d'Amélie	477±4	3	Cocherie <i>et al.</i> , 2005
5	orthogneiss	Les Salines	475.9±4.7	3	Castifeiras <i>et al.</i> , 2008
Massif des Albères					
6	orthogneiss	Lavall	465.3±4.5 et/ou 441.7±2	2	Expert, 2014
7	<i>zircons dans leucogranite</i>	<i>Roc Planer</i>	<i>460±14 ou 447±3</i>	2	<i>cette notice</i>
8	orthogneiss	Sorède	470.4±3.1	3	Liesa <i>et al.</i> , 2011
9	<i>méta-leucogranite</i>	<i>Tour de Carroig</i>	<i>464±9</i>	3	<i>cette notice</i>
10	métaporphyes rhyolitiques	Colera	472.0±3.0 465.0±4.3	3	Liesa <i>et al.</i> , 2011
PLUTONISME HERCYNIE					
Massif du Roc de France					
11	granodiorite	La Jonquera (Las Illas)	295±7 299±6	2	Maurel, 2003 Cocherie, inédit
			301.7±3.2 303.4±5.3	5	Maurel, 2003
			286.1.2.2	6	
12	gabbro	La Jonquera (Hauts de Céret)	312.0±1.6 307.6±1.5 307.0±3.5	2	Aguilar <i>et al.</i> , 2013
13	tonalite à bt-hb	La Jonquera (Maçanet)	314.2±1.5 311.0±0.9	2	Paquette, 2014, inédit
14	tonalite à bt-hb	La Jonquera (Can Guillo)	305.0±2.1	3	
15	granodiorite à bt-hb	La Jonquera (Las Illas)	303.6±2.5		
16		La Jonquera (Riuoguès)	301.2±2.4		
Massif des Albères					
17	<i>quartz-diorite</i>	<i>St-Jean-de-l'Albère</i>	307±1	1	<i>cette notice</i>
18	<i>orthogneiss (monazite)</i>	<i>Balma Roca</i>	310±4	4	<i>cette notice</i>
19	<i>leucogranite</i>	<i>Roc Planer</i>	298.5±1.8	4	<i>cette notice</i>
20	leucogranite	Sud Valmy	306.4±2.1	3	Expert, 2014

Tabl. 1 - Âges radiométriques, la plupart sur zircons, disponibles pour les massifs des Albères (feuille Argelès-Cerbère) et du Roc de France (Est de la feuille Arles-sur-Tech)

Méthodes. 1 : U-Pb sur lots de zircons (dilution isotopique ID-TIMS). 2 : U-Pb *in-situ* sur monozircons (sonde ionique - SHRIMP). 3 : U-Pb sur monozircons (LA-ICP-MS). 4 : U-Th-Pb *in-situ* sur monazites (sonde électronique). 5 : Ar-Ar sur hornblende. 6 : Ar-Ar sur biotite.

PLUTONISME PRÉHERCYNINIEN

**Orthogneiss (métagranite cambrien) de la Balma Corba
(Cocherie, 2010, inédit)**

Méthode : datation U-Pb *in situ* sur monozircons par couplage laser-ICPMS-MC, BRGM, Orléans, avec utilisation du diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992) ; calculs d'âges effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et calcul du MSWD.

Échantillon A52 : orthogneiss de type $\zeta\eta$ (sur la carte). Zircons nombreux et de taille moyenne (150-200 μm), dissymétriques et difficiles à indexer (ceux qui ont été indexés sont de type S2-S6-S12, c'est-à-dire de type anatectique) (fig. 1).

22 analyses ont été effectuées sur 17 grains (tabl. 2). Les âges sont relativement groupés dans le diagramme de Tera et Wasserburg aux environs de 530 Ma (fig. 2). Seuls 2 grains (7 et 17) indiquent une influence hercynienne. Certaines analyses indiquent des pertes significatives de Pb* (radiogénique) : elles sont légèrement discordantes. Les points peu déplacés vers la droite conduisent à un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 533 ± 6 Ma. Le MSWD est acceptable (2.4). En utilisant les analyses corrigées du Pb commun grâce à la mesure du ^{204}Pb (les teneurs en U sont souvent élevées), (tabl 3) la concordance est acceptable (fig. 3).

Conclusion : l'âge concordant de 533 ± 3 Ma est interprété comme l'âge du granitoïde source à l'origine de l'orthogneiss.

À noter que la monazite de cet échantillon est datée à 310 ± 4 Ma (*cf. infra*), en cohérence avec le caractère partiellement fondu de l'orthogneiss.

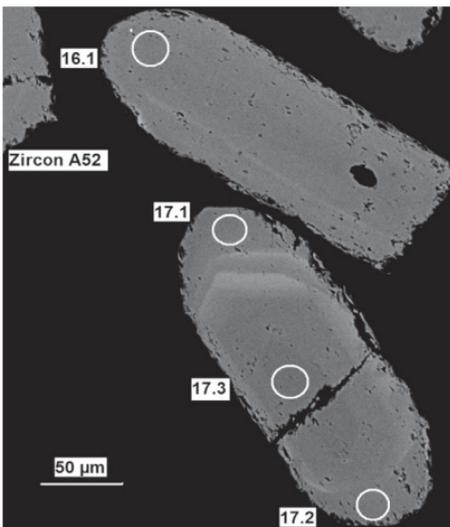


Fig. 1. - Deux zircons de l'orthogneiss de la Balma Roca. Zircon 16 : concordant (533 ± 3 Ma). Zircon 17 : cœur protérozoïque (~ 623 Ma) et bordure hercynienne (~ 300 Ma)

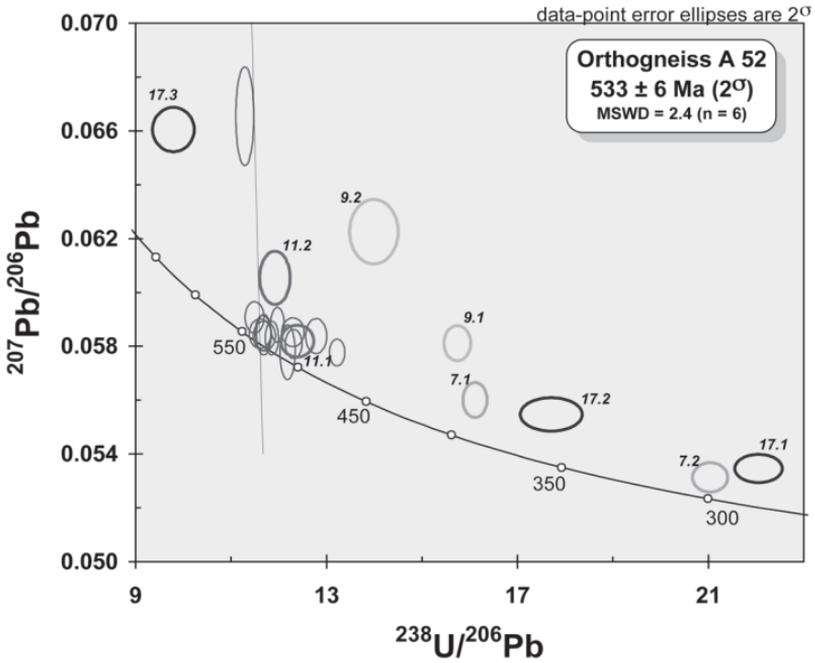


Fig. 2 - Diagramme de Tera et Wasserburg non corrigé du Pb commun

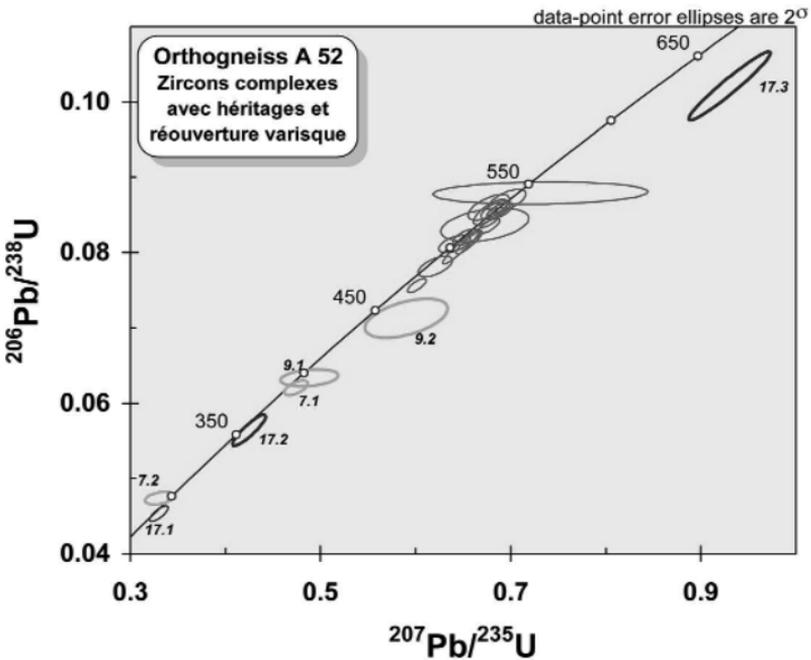


Fig. 3 - Diagramme Concordia conventionnel

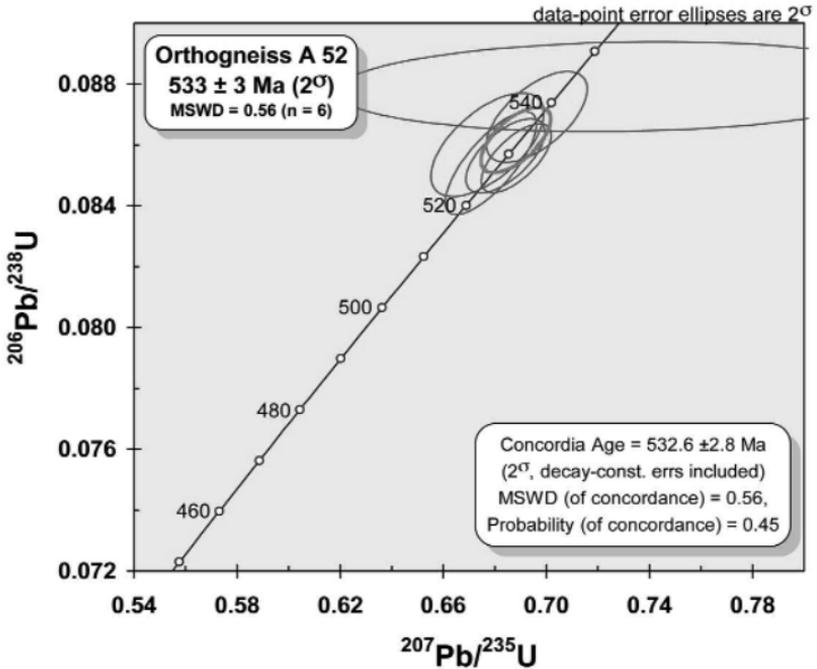


Fig. 4 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus concordants

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	±	±		
<i>Orthogneiss de Balma Corba (A 52)</i>														
1.1	901	33	0.04	63.4	-	0.151	12.295	0.096	0.05852	0.00022	0.08121	0.00063	503	4
2.1	809	200	0.25	60.4	10 668	0.048	11.608	0.094	0.05847	0.00022	0.08611	0.00069	532	4
3.1	529	139	0.26	37.2	18 372	0.097	12.312	0.072	0.05809	0.00022	0.08114	0.00047	503	3
4.1	524	701	1.34	39.4	2 335	1.010	11.288	0.077	0.06655	0.00075	0.08770	0.00060	542	4
5.1	555	122	0.22	39.3	-	0.043	12.183	0.065	0.05778	0.00042	0.08205	0.00044	508	3
6.1	274	122	0.45	19.8	-	0.141	11.970	0.058	0.05880	0.00027	0.08342	0.00040	517	2
7.1	493	240	0.49	26.0	26 671	0.197	16.111	0.103	0.05601	0.00027	0.06195	0.00040	387	2
7.2	677	33	0.05	27.7	5 905	0.100	21.038	0.151	0.05313	0.00022	0.04749	0.00034	299	2
8.1	416	75	0.18	31.0	19 036	0.051	11.699	0.095	0.05838	0.00022	0.08544	0.00069	528	4
9.1	851	320	0.38	45.4	6 619	0.435	15.742	0.114	0.05811	0.00027	0.06325	0.00046	395	3
9.2	496	186	0.37	30.7	6 600	0.804	13.991	0.208	0.06226	0.00049	0.07090	0.00105	442	6
10.1	916	367	0.40	60.3	140 551	0.161	13.222	0.066	0.05777	0.00020	0.07551	0.00038	469	2
11.1	295	54	0.18	20.6	-	0.120	12.386	0.141	0.05819	0.00024	0.08064	0.00092	500	5
11.2	371	100	0.27	26.7	6 519	0.346	11.918	0.130	0.06054	0.00040	0.08362	0.00091	518	5
12.1	236	55	0.23	17.5	156 799	0.054	11.686	0.063	0.05844	0.00031	0.08553	0.00046	529	3
13.1	603	97	0.16	40.7	18 538	0.189	12.783	0.091	0.05838	0.00026	0.07808	0.00055	485	3
14.1	304	80	0.26	22.1	-	0.081	11.853	0.057	0.05830	0.00025	0.08431	0.00041	522	2
15.1	328	89	0.27	24.2	25 966	0.058	11.669	0.068	0.05849	0.00027	0.08565	0.00050	530	3
16.1	327	153	0.47	24.7	14 950	0.103	11.491	0.081	0.05907	0.00024	0.08693	0.00061	537	4
17.1	1568	56	0.04	61.4	22 924	0.179	22.052	0.204	0.05346	0.00021	0.04527	0.00042	285	3
17.2	811	58	0.07	39.5	17 682	0.234	17.708	0.265	0.05547	0.00025	0.05634	0.00084	353	5
17.3	264	164	0.62	23.2	-	0.674	9.791	0.179	0.06605	0.00034	0.10145	0.00185	623	11

1. Incertitudes données à 1 σ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 2 - Analyses des zircons de l'orthogneiss de la Balma Roca, non corrigées du Pb commun

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Rapports radiogéniques										Age (Ma)				%		
				²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	f ₂₀₆ %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	Disc						
Orthogneiss de Balma Corba (A 52)																				
1.1	901	33	0.04	63.4	-	-	0.0813	0.0006	0.6563	0.0057	0.05852	0.00022	0.902	504	4	512	3	549	8	92
2.1	809	200	0.25	60.4	10 668	0.168	0.0860	0.0007	0.6771	0.0090	0.05710	0.00060	0.610	532	4	525	5	495	23	107
3.1	529	139	0.26	37.2	18 372	0.098	0.0811	0.0005	0.6410	0.0068	0.05729	0.00051	0.549	503	3	503	4	503	19	100
4.1	524	701	1.34	39.4	2 335	0.769	0.0879	0.0006	0.7312	0.0462	0.06032	0.00379	0.108	543	4	557	27	615	130	88
5.1	555	122	0.22	39.3	-	-	0.0821	0.0004	0.6639	0.0059	0.05778	0.00042	0.596	509	3	511	4	521	16	98
6.1	274	122	0.45	19.8	-	-	0.0835	0.0004	0.6772	0.0045	0.05880	0.00027	0.732	517	2	525	3	560	10	92
7.1	493	240	0.49	26.0	26 671	0.088	0.0820	0.0004	0.4743	0.0051	0.05546	0.00047	0.601	388	2	394	3	431	19	90
7.2	677	33	0.05	27.7	5 905	0.310	0.0474	0.0003	0.3309	0.0063	0.05064	0.00090	0.373	298	2	290	5	224	41	133
8.1	416	75	0.18	31.0	19 036	0.094	0.0854	0.0007	0.6784	0.0072	0.05762	0.00040	0.758	528	4	526	4	515	15	103
9.1	851	320	0.38	45.4	6 619	0.274	0.0634	0.0005	0.4883	0.0124	0.05591	0.00136	0.286	396	3	404	8	449	53	88
9.2	496	186	0.37	30.7	6 600	0.274	0.0713	0.0011	0.5902	0.0178	0.06005	0.00157	0.493	444	6	471	11	606	56	73
10.1	918	357	0.40	60.3	140 551	0.013	0.0758	0.0004	0.8013	0.0040	0.05767	0.00025	0.748	470	2	478	3	517	10	91
11.1	285	54	0.18	20.6	-	-	0.0807	0.0009	0.6478	0.0079	0.05819	0.00024	0.940	501	5	507	5	537	9	83
11.2	371	100	0.27	26.7	6 519	0.275	0.0837	0.0009	0.6727	0.0189	0.05831	0.00151	0.388	518	5	522	11	541	56	96
12.1	236	55	0.23	17.5	156 799	0.011	0.0856	0.0005	0.6883	0.0055	0.05834	0.00035	0.670	529	3	532	3	543	13	98
13.1	603	97	0.16	40.7	18 538	0.097	0.0782	0.0006	0.6206	0.0074	0.05769	0.00055	0.597	485	3	490	5	514	21	94
14.1	304	80	0.26	22.1	-	-	0.0844	0.0004	0.6782	0.0044	0.05830	0.00025	0.744	522	2	526	3	541	9	96
15.1	328	89	0.27	24.2	25 986	0.069	0.0856	0.0005	0.6841	0.0062	0.05793	0.00041	0.637	530	3	529	4	527	15	100
16.1	327	153	0.47	24.7	14 950	0.120	0.0869	0.0006	0.6963	0.0080	0.05810	0.00053	0.511	537	4	537	5	534	20	101
17.1	1568	56	0.04	61.4	22 924	0.060	0.0453	0.0004	0.3303	0.0040	0.05822	0.00040	0.770	286	3	290	3	321	17	89
17.2	811	58	0.07	39.5	17 682	0.103	0.0564	0.0008	0.4250	0.0071	0.05464	0.00041	0.893	354	5	360	5	398	17	89
17.3	284	164	0.62	23.2	-	-	0.1021	0.0019	0.9302	0.0176	0.06050	0.00034	0.963	627	11	668	9	808	11	78

- Notes : 1. Incertitudes données à 1^σ.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tab. 3 - Analyses des zircons de l'orthogneiss de la Balma Roca, avec correction du Pb (méthode ²⁰⁴Pb)

Orthogneiss (métagranite ordovicien) de la Tour de Carroig (Cocherie, 2008, inédit)

Méthode : datation U-Pb *in situ* sur monozircons par couplage laser-ICPMS-MC, BRGM, Orléans, avec utilisation du diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992) ; calculs d'âges effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et calcul du MSWD.

Échantillon A366 : leucogneiss de type ζγ¹⁻² (sur la carte). Zircons peu nombreux et de petite taille (80-150 μm), généralement difformes et corrodés, donc non indexables en général ; les rares grains indexés sont de type S3-P1, c'est-à-dire de type anatectique (fig. 5).

15 analyses ont été effectuées sur 15 grains différents (tabl. 4). Parmi elles, 12 conduisent à des âges ordoviciens autour de 450 Ma dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 6), cependant trop dispersées pour permettre de calculer directement un âge moyen. Trois grains (9, 11 et 14) donnent des âges apparents plus anciens vers 560 Ma, 900 Ma et 1 100 Ma. Les analyses ont aussi été traitées en corrigeant le Pb commun, car les teneurs en U sont souvent élevées (tabl. 5). Une Discordia statistiquement cohérente a pu être tracée avec 10 analyses (fig. 7 et 8). Elle coupe la Concordia par intercept haut à 464 ± 9 Ma. Les âges hérités recalculés deviennent : 604 ± 18 Ma, 967 ± 30 Ma et 1 129 ± 22 Ma.

Conclusion : l'âge de **464 ± 4 Ma** est celui de la mise en place du protolite de l'orthogneiss.

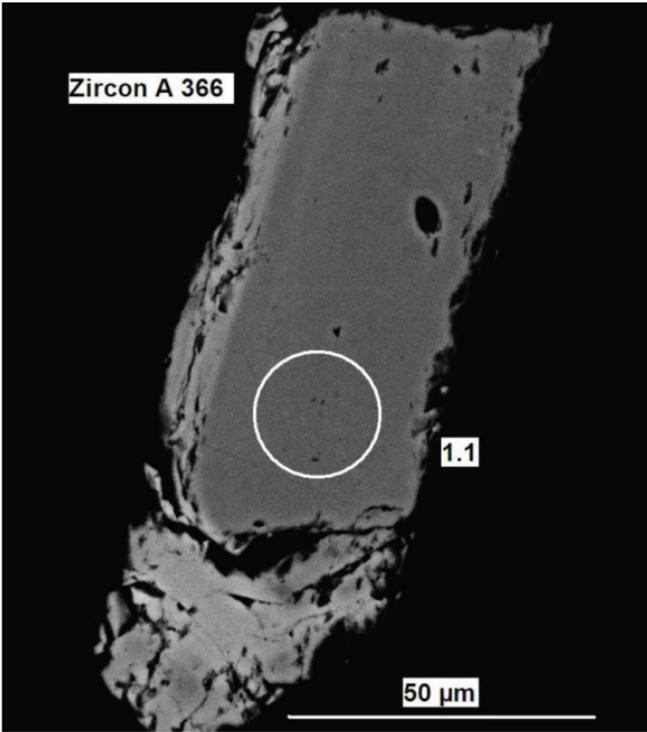


Fig. 5 - Zircon représentatif concordant (~ 470 Ma) de l'orthogneiss de la Tour de Carroig

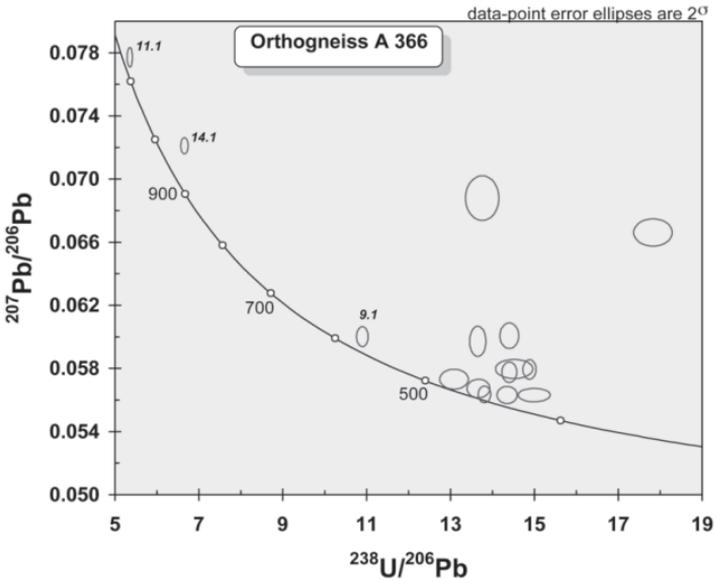


Fig. 6 - Diagramme de Tera et Wasserburg non corrigé du Pb commun

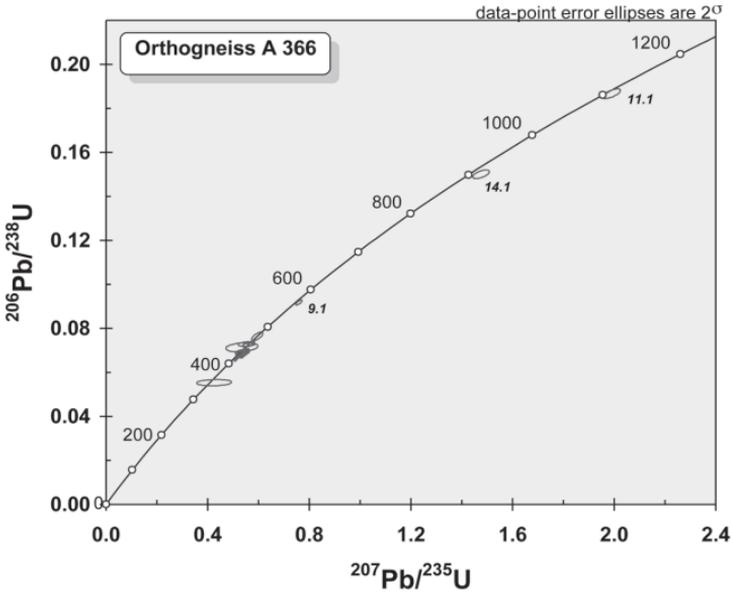


Fig. 7 - Diagramme Concordia conventionnel

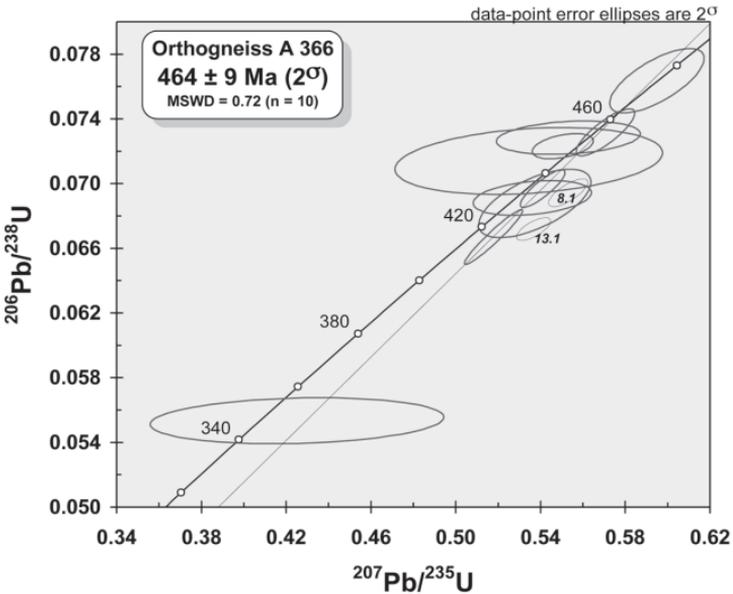


Fig. 8 - Diagramme Concordia conventionnel (détail)

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)		
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	
Orthogneiss de Carroig (A 366)															
1.1	1646	467	0.28	109.3	18 133	0.089	13.083	0.139	0.05731	0.00026	0.07637	0.00081	474	5	
2.1	1465	469	0.32	88.1	805 320	0.094	14.348	0.098	0.05632	0.00022	0.06963	0.00048	434	3	
4.1	1705	385	0.23	101.8	3 833	0.568	14.401	0.092	0.06007	0.00033	0.06905	0.00044	430	3	
5.1	648	158	0.24	40.8	3 157	0.451	13.650	0.079	0.05972	0.00039	0.07293	0.00042	454	3	
6.1	237	134	0.56	15.0	89 820	0.080	13.665	0.111	0.05673	0.00024	0.07312	0.00059	455	4	
7.1	1229	786	0.64	59.7	1 342	1.641	17.826	0.187	0.06662	0.00035	0.05518	0.00058	346	4	
8.1	178	79	0.44	10.6	-	-	0.279	14.401	0.073	0.05776	0.00026	0.06924	0.00035	432	2
9.1	169	72	0.43	13.2	-	-	0.129	10.898	0.056	0.06001	0.00026	0.09164	0.00047	565	3
10.1	974	308	0.32	58.4	11 204	0.317	14.517	0.182	0.05797	0.00025	0.06866	0.00086	428	5	
11.1	343	149	0.43	55.1	33 389	0.181	5.354	0.026	0.07772	0.00025	0.18644	0.00090	1102	5	
12.1	228	111	0.49	14.1	1 010	1.601	13.756	0.162	0.06879	0.00058	0.07153	0.00084	445	5	
13.1	335	168	0.50	19.4	-	-	0.344	14.883	0.063	0.05794	0.00025	0.06696	0.00028	418	2
14.1	253	222	0.88	32.7	18 633	0.363	6.856	0.035	0.07210	0.00021	0.14968	0.00079	899	4	
15.1	287	85	0.30	18.0	12 868	0.049	13.810	0.061	0.05636	0.00021	0.07237	0.00032	450	2	
16.1	2088	324	0.16	120.4	-	-	14.993	0.156	0.05631	0.00017	0.06659	0.00069	416	4	

- Notes :
1. Incertitudes données à 1^σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 4 - Analyses des zircons de l'orthogneiss de la Tour de Carroig, non corrigées du Pb commun

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques						Age (Ma)							
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	±	Disc		
Orthogneiss de Carroig (A 366)																				
1.1	1646	467	0.28	109.3	18 133	0.089	0.0764	0.0008	0.5949	0.0091	0.05651	0.00062	0.697	474	5	474	6	472	24	100
2.1	1465	469	0.32	88.1	805 320	0.092	0.0697	0.0006	0.5410	0.0043	0.05630	0.00023	0.857	434	3	439	3	454	9	94
4.1	1705	385	0.23	101.8	3 833	0.472	0.0991	0.0004	0.5361	0.0114	0.05626	0.00114	0.300	431	3	436	8	463	44	93
5.1	648	158	0.24	40.8	3 157	0.572	0.0728	0.0004	0.5532	0.0139	0.05508	0.00134	0.231	453	3	447	9	416	54	109
6.1	237	134	0.56	15.0	89 820	0.020	0.0732	0.0006	0.5707	0.0056	0.05657	0.00032	0.821	455	4	458	4	475	12	96
7.1	1229	786	0.64	59.7	1 342	1.359	0.0553	0.0006	0.4251	0.0283	0.05572	0.00366	0.158	347	4	360	20	441	140	79
8.1	178	79	0.44	10.6	-	-	0.0694	0.0004	0.5530	0.0038	0.05776	0.00026	0.743	433	2	447	2	521	10	83
9.1	169	72	0.43	13.2	-	-	0.0918	0.0005	0.7592	0.0051	0.06001	0.00026	0.765	566	3	574	3	604	9	94
10.1	974	308	0.32	58.4	11 204	0.181	0.0688	0.0009	0.5373	0.0108	0.05967	0.00089	0.624	429	5	437	7	479	34	90
11.1	343	149	0.43	55.1	33 389	0.051	0.1867	0.0009	1.9894	0.0144	0.07729	0.00041	0.670	1103	5	1112	5	1129	11	98
12.1	228	111	0.49	14.1	1 010	1.788	0.0714	0.0008	0.5345	0.0258	0.05430	0.00254	0.245	445	5	435	17	383	102	116
13.1	335	168	0.50	19.4	-	-	0.0672	0.0003	0.5367	0.0033	0.05794	0.00025	0.697	419	2	436	2	527	10	79
14.1	253	222	0.88	32.7	18 633	0.093	0.1501	0.0008	1.4762	0.0133	0.07134	0.00052	0.590	901	4	921	5	967	15	93
15.1	287	85	0.30	18.0	12 868	0.140	0.0723	0.0003	0.5505	0.0059	0.05522	0.00054	0.414	450	2	445	4	421	22	107
16.1	2088	324	0.16	120.4	-	-	0.0667	0.0007	0.5178	0.0056	0.05631	0.00017	0.959	416	4	424	4	465	7	90

- Notes :
1. Incertitudes données à 1^σ.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁶Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. 5 - Analyses des zircons de l'orthogneiss de la Tour de Carroig, avec correction du Pb (méthode ²⁰⁴Pb)

Zircons ordoviciens hérités du leucogranite de Roc Planer (Cocherie, 2010, inédit)

Méthode : datation U-Pb *in situ* sur monozircons par couplage laser-ICPMS-MC, BRGM, Orléans, avec utilisation du diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992) ; calculs d'âges effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et calcul du MSWD.

Les zircons du leucogranite de Roc Planer (échantillon A50) sont peu nombreux et de petite taille (100-150 μm). Ils sont généralement difformes et particulièrement corrodés (fig. 9) et difficiles à indexer ; ceux qui l'ont été sont de type S1-S2, c'est-à-dire de type anactectique.

18 analyses ont été effectuées sur 18 grains différents (tabl. 6). Elles conduisent à des âges majoritairement ordoviciens, environ 450 Ma, sur la représentation de Tera et Wasserburg. Par ailleurs, il existe des héritages vers 600 Ma (fig. 10). En ne conservant que les 4 points ne montrant pas de perte de Pb (fig. 11), ce diagramme conduit à un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 447 ± 3 Ma. Les analyses corrigées du Pb commun grâce à la mesure du ^{204}Pb sont données dans le tableau 7. La concordance est généralement satisfaisante (fig. 12). Sur un diagramme Concordia conventionnel (fig. 12 et 13), la Discordia donne par intercept haut un âge de 460 ± 14 Ma.

Conclusion : le leucogranite de Roc Planer s'interprète comme résultant de la fusion d'une roche, certainement un orthogneiss, dont le protolite est âgé d'environ 457 Ma ; aucun zircon n'a cristallisé lors de la mise en place du leucogranite, comme il n'est pas rare dans le cas des leucogranites d'origine anatectique.

À noter que la monazite de cet échantillon est datée à $298,5 \pm 1,8$ Ma (*cf. infra*), âge hercynien correspondant à la mise en place du leucogranite.

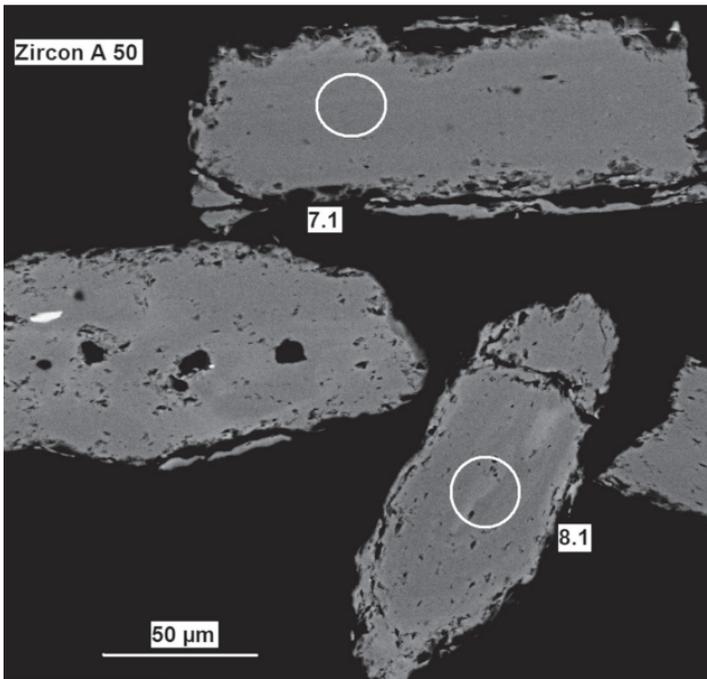


Fig. 9 - Exemples de zircons concordants ordoviciens du leucogranite de Roc Planer

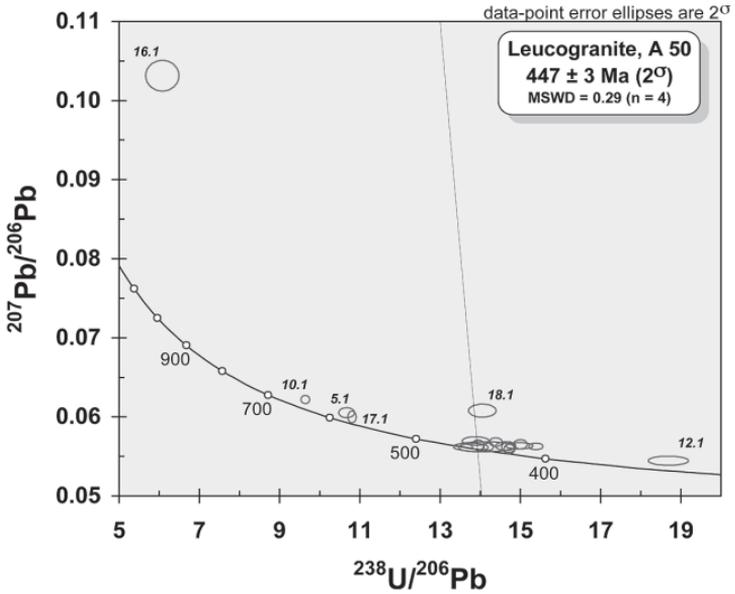


Fig. 10 - Diagramme de Tera et Wasserburg non corrigé du Pb commun

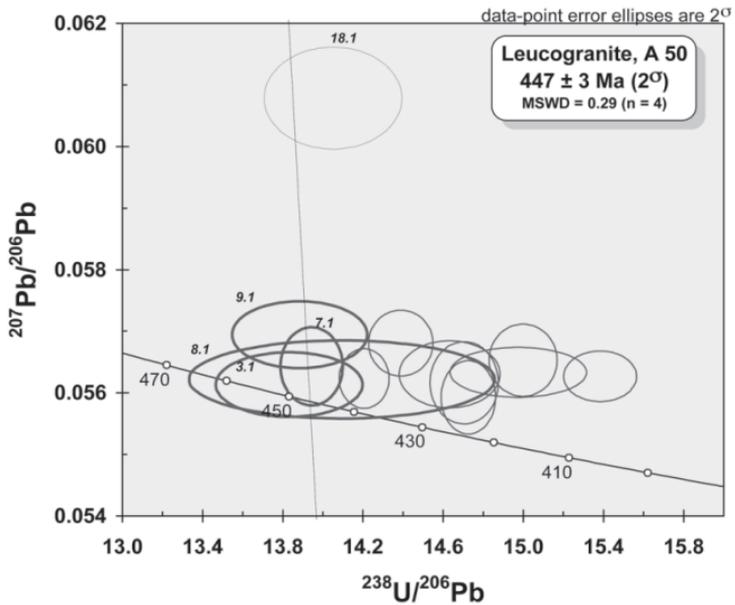


Fig. 11 - Diagramme de Tera et Wasserburg non corrigé du Pb commun montrant les quatre points retenus pour le calcul de l'âge

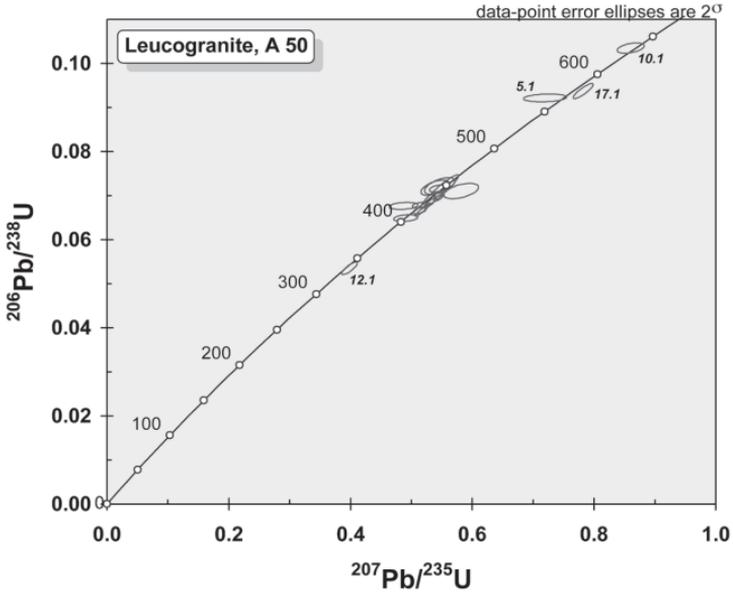


Fig. 12 - Diagramme Concordia conventionnel

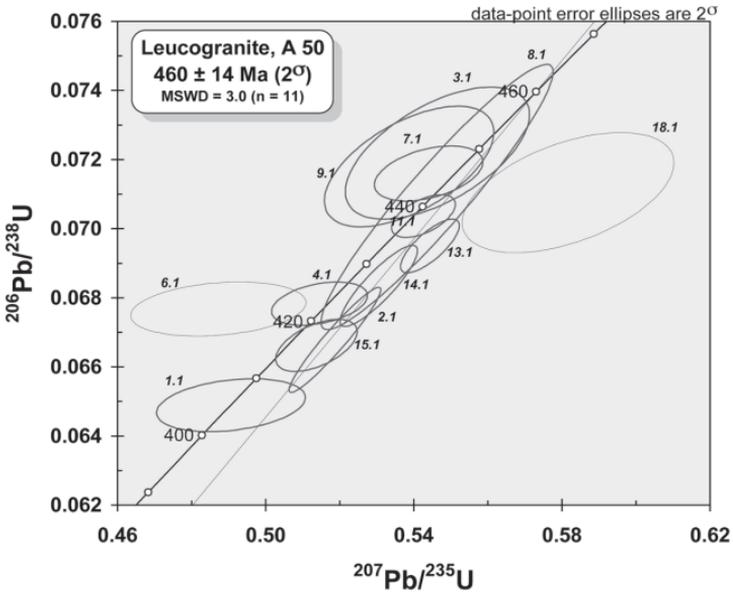


Fig. 13 - Diagramme Concordia conventionnel (détail)

Grain. point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	²⁰⁶ Pb* ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Total				Radiogénique		Age (Ma)	
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
Leucogranite de Roc Planer (A 50)														
1.1	999	691	0.69	56.1	10 229	0.175	15.383	0.074	0.05627	0.00017	0.06489	0.00031	405	2
2.1	490	272	0.55	28.3	-	0.149	14.974	0.139	0.05633	0.00017	0.06668	0.00062	416	4
3.1	403	23	0.06	25.2	11 808	0.022	13.832	0.150	0.05613	0.00021	0.07228	0.00078	450	5
4.1	679	28	0.04	39.9	16 057	0.077	14.726	0.055	0.05593	0.00024	0.06786	0.00026	423	2
5.1	293	307	1.05	23.5	4 326	0.011	10.805	0.043	0.05999	0.00030	0.09254	0.00037	571	2
6.1	311	36	0.11	18.3	3 721	0.106	14.705	0.070	0.05616	0.00027	0.06793	0.00032	424	2
7.1	473	194	0.41	29.2	11 040	0.067	13.944	0.063	0.05643	0.00026	0.07167	0.00033	446	2
8.1	1021	213	0.21	61.6	41 671	0.057	14.095	0.312	0.05622	0.00026	0.07091	0.00157	442	9
9.1	388	95	0.24	24.2	5 797	0.128	13.884	0.138	0.05694	0.00022	0.07193	0.00071	448	4
10.1	391	122	0.31	35.0	7 613	0.105	9.641	0.045	0.06219	0.00021	0.10361	0.00048	636	3
11.1	350	123	0.35	21.3	47 888	0.068	14.206	0.051	0.05623	0.00020	0.07035	0.00025	438	2
12.1	402	62	0.15	18.4	33 831	0.116	18.688	0.206	0.05445	0.00024	0.05345	0.00059	336	4
13.1	247	119	0.48	14.8	-	0.158	14.389	0.066	0.05681	0.00022	0.06939	0.00032	432	2
14.1	409	170	0.42	24.2	-	0.117	14.632	0.103	0.05630	0.00022	0.06826	0.00048	426	3
15.1	362	33	0.09	20.8	24 117	0.177	14.999	0.069	0.05653	0.00024	0.06655	0.00031	415	2
16.1	247	29	0.12	35.1	-	-	6.078	0.169	0.10314	0.00079	0.16453	0.00457	982	25
17.1	707	526	0.74	57.5	-	0.241	10.671	0.080	0.06053	0.00026	0.09349	0.00070	576	4
18.1	562	217	0.39	34.5	10 344	0.625	14.051	0.140	0.06079	0.00034	0.07073	0.00071	441	4

- Notes :
1. Incertitudes données à 1^o.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 6 - Analyses des zircons du leucogranite de Roc Planer, sans correction du Pb

Grain point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	²⁰⁶ Pb* ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques				P	Age (Ma)			%					
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±	Disc			
Leucogranite de Roc Planer (A 50)																				
1.1	999	691	0.69	56.1	10 229	0.177	0.0649	0.0003	0.4906	0.0082	0.05484	0.00088	0.208	405	2	405	6	406	35	100
2.1	490	272	0.55	28.3	-	0.0668	0.0006	0.5187	0.0051	0.05633	0.00017	0.954	417	4	424	3	466	6	90	
3.1	403	23	0.06	25.2	11 808	0.153	0.0722	0.0008	0.5464	0.0102	0.05489	0.00083	0.582	449	5	443	7	408	33	110
4.1	679	28	0.04	39.9	16 057	0.113	0.0678	0.0003	0.5145	0.0053	0.05502	0.00053	0.368	423	2	421	4	413	21	102
5.1	293	307	1.05	23.5	4 326	0.011	0.0622	0.0004	0.7195	0.0144	0.05661	0.00111	0.198	568	2	550	8	476	43	119
6.1	311	36	0.11	18.3	3 721	0.486	0.0677	0.0003	0.4872	0.0097	0.05222	0.00101	0.238	422	2	403	7	295	43	143
7.1	473	194	0.41	29.2	11 040	0.164	0.0716	0.0003	0.5440	0.0060	0.05510	0.00055	0.414	446	2	441	4	416	22	107
8.1	1021	213	0.21	61.6	41 671	0.043	0.0709	0.0016	0.5463	0.0128	0.05587	0.00043	0.944	442	9	443	8	447	17	99
9.1	388	95	0.24	24.2	5 797	0.123	0.0718	0.0007	0.5387	0.0093	0.05442	0.00077	0.572	447	4	438	6	388	32	115
10.1	391	122	0.31	35.0	7 613	0.233	0.1035	0.0005	0.8601	0.0091	0.06028	0.00058	0.436	635	3	630	5	614	20	103
11.1	350	123	0.35	21.3	47 888	0.038	0.0704	0.0003	0.5426	0.0035	0.05593	0.00030	0.551	438	2	440	2	449	12	98
12.1	402	62	0.15	18.4	33 831	0.054	0.0535	0.0006	0.3983	0.0052	0.05402	0.00039	0.639	336	4	340	4	372	16	90
13.1	247	119	0.48	14.8	-	0.0695	0.0003	0.5444	0.0032	0.05691	0.00022	0.795	433	2	441	2	464	8	89	
14.1	409	170	0.42	24.2	-	0.0683	0.0005	0.5305	0.0043	0.05630	0.00022	0.872	426	3	432	3	464	9	92	
15.1	362	33	0.09	20.8	24 117	0.075	0.0668	0.0003	0.5137	0.0045	0.05592	0.00042	0.526	416	2	421	3	449	16	93
16.1	247	29	0.12	35.1	-	0.1645	0.0046	2.3398	0.0675	0.10314	0.00079	0.964	982	25	1224	20	1681	14	58	
17.1	707	526	0.74	57.5	-	0.0937	0.0007	0.7821	0.0067	0.06053	0.00026	0.870	577	4	587	4	622	9	93	
18.1	562	217	0.39	34.5	10 344	0.175	0.0710	0.0007	0.5817	0.0117	0.05938	0.00103	0.498	442	4	466	7	561	37	76

- Notes :
1. Incertitudes données à 1^o.
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. 7 - Analyses des zircons du leucogranite de Roc Planer, avec correction du Pb (méthode ²⁰⁴Pb)

PLUTONISME HERCYNIE

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

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

Échantillon : diorite quartzique, en réalité une tonalite entourant le gabbro du Mas Claret, prélevé sur la piste au Sud du mas, à la limite des feuilles Céret et Argelès-Cerbère. Les zircons sont roses, limpides, mais à grosses inclusions opaques fréquentes. La typologie de ces zircons correspond au domaine des granites d'origine calco-alcaline.

Quatre fractions de 3 à 4 cristaux parmi les non magnétiques ont été analysés (tabl. 8). Les résultats sont reportés sur un diagramme Concordia classique, les points sont très concordants, sans trace d'héritage (fig. 14).

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

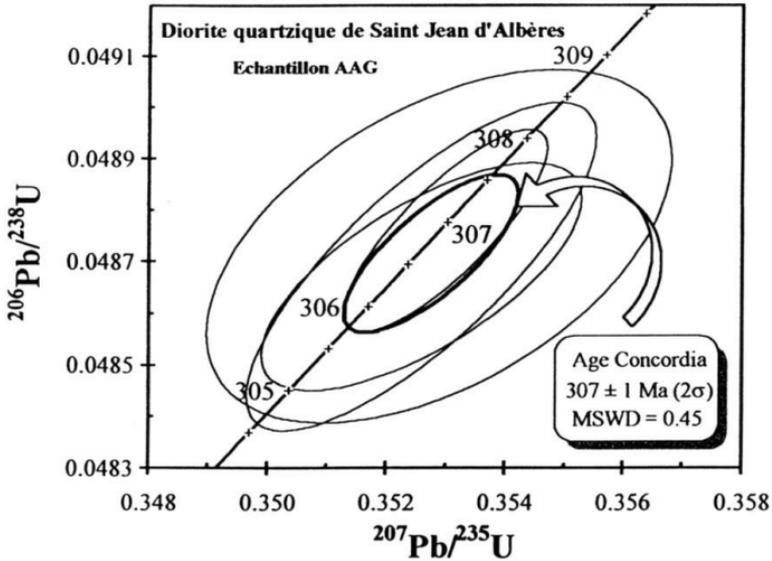


Fig. 14 - Diagramme Concordia des zircons de la diorite quartzique de Saint-Jean-de-l'Albère

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

NOTES:

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

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

3 = corrigé pour la discrimination de masse

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

Tabl. 8 - Analyses des zircons de la diorite quartzique de Saint-Jean-de-l'Albère

Orthogneiss (métagranite cambrien) migmatitique de la Balma Roca (Cocherie, 2008, inédit)

Méthode : datation U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique (SX 50, BRGM, Orléans) ; calculs d'âges effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et calcul du MSWD.

Quarante grains de monazite de l'échantillon A52 ont été séparés à partir de l'échantillon A52. Ils sont de grande taille (300-400 μm) (fig. 15).

100 analyses ont été effectuées, 95 ont été retenues (tabl. 9). Les analyses chimiques sont reportées sur un diagramme $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ (fig. 16). L'âge moyen est déterminé au barycentre des points, avec un bon MSWD de 1.1.

Conclusion : l'âge de $310 \pm 4 \text{ Ma}$ est l'âge de cristallisation de la monazite.

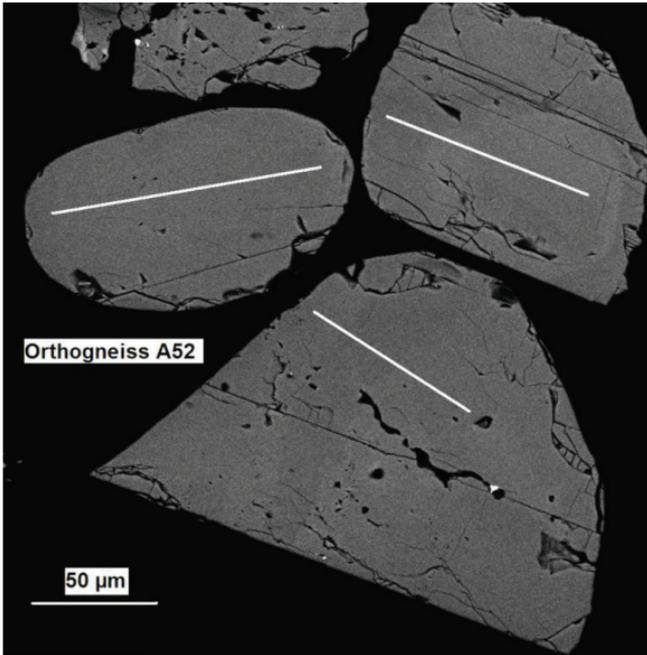


Fig. 15 - Exemples de 3 grains de monazite de l'orthogneiss migmatitique de la Balma Roca (traits blancs : traversées d'analyse)

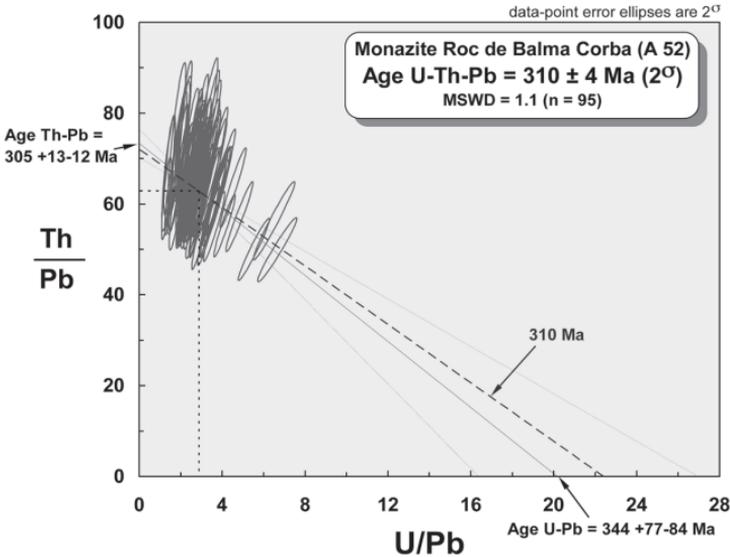


Fig. 16 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb)

Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Th*(U) ± σ	Age isochrone ± 2σ Ma
<i>Orthogneiss A52 (10 grains)</i>				
846±122	2434±952	54046±6488	61053±7638	310 ± 4 (n = 95)

Tabl. 9 - Analyses des monazites de l'orthogneiss de Balma Roca

Leucogranite de Roc Planer (Cocherie, 2008, inédit)

Méthode : datation U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique (SX 50, BRGM, Orléans) ; calculs d'âges effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et calcul du MSWD.

Plus de 50 grains ont été séparés de l'échantillon A50. Ils sont de grande taille (250-400 μm) et de bonne qualité, bien qu'arrondis et parfois fracturés (fig. 17).

Cent analyses ont été effectuées (tabl. 10). La composition chimique de ces grains est exceptionnelle : si les teneurs en Th restent habituelles, les teneurs en U sont extrêmement élevées, autour de 4,2 %, jusqu'à 5,2 %. 89 analyses se dispersent fortement sur le diagramme Th/Pb = f(U/Pb) (fig. 18), ce qui est favorable à l'obtention d'un âge précis : 298,5 ± 1,8 Ma (MSWD = 1.5).

Conclusion : l'âge de **298,5 ± 1,8 Ma** est interprété comme l'âge de mise en place du leucogranite.

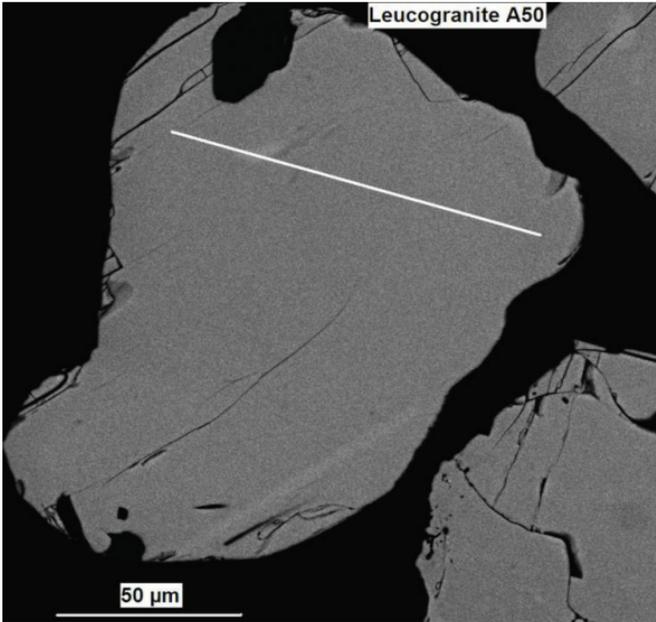


Fig. 17 - Grain de monazite n° 4 du leucogranite de Roc Planer (trait blanc : traversée d'analyse)

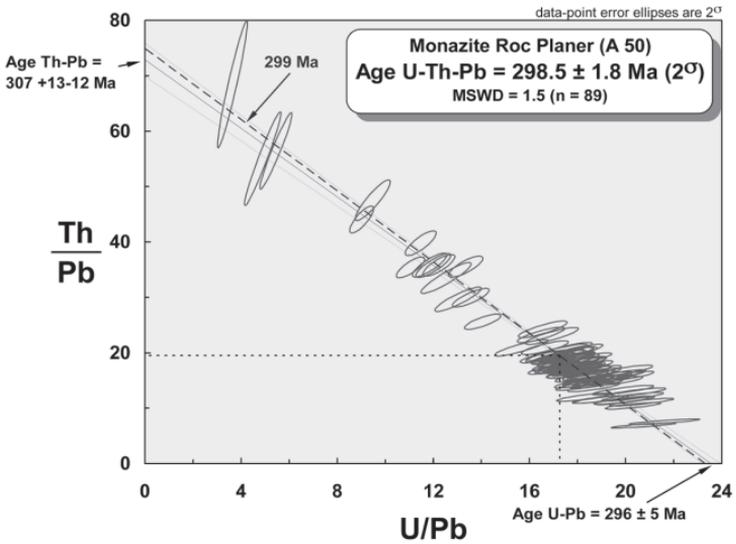


Fig. 18 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb)

Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Th*(U) ± σ	Age isochrone ± 2σ Ma
Leucogranite A50 (8 grains)				
2433±385	41900±10236	48058±19111	184057±29177	298.5 ± 1.8 (n = 89)

Tabl. 10 - Analyses des monazites du leucogranite de Roc Planer

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, M. CALVET.
- Description des terrains anciens : terrains préhercyniens : B. LAUMONIER, P. BARBEY ; plutonisme hercynien : P. BARBEY, B. LAUMONIER, P. ROSSI et A. AUTRAN.
- Description des terrains récents (Néogène-Quaternaire) : M. CALVET.
- Géologie marine : P. GUENNOC.
- Évolutions géologiques et Synthèse géodynamique régionale : préhercynien, hercynien et alpin : B. LAUMONIER ; postalpin (Néogène-Quaternaire) : M. CALVET.
- Ressources minérales : M. WIAZEMSKY et B. LAUMONIER.
- Géologie de l'environnement : aléa inondation : M. CALVET ; sismicité et aléa sismique : J. LAMBERT ; hydrogéologie : J.-L. LENOBLE.
- Géochronologie : B. LAUMONIER, d'après les rapports BRGM de A. COCHERIE (2008, 2010, inédit) et de C. GUERROT (2001, inédit), avec la collaboration de J. MELLETON (2014).

Remerciements

À D. MARQUER, pour sa relecture attentive de la maquette de la carte et du manuscrit de la notice.