

Notice explicative de la carte géologique à 1/25 000 du Synclinal de Villefranche-de-Conflent entre Jujols et Nohèdes (massif du Coronat, Pyrénées-Orientales, France)

Bernard LAUMONIER¹

¹ Université de Lorraine, GeoRessources, École des Mines, CS 14234, F-54042 Nancy Cedex, France; bernard.laumonier@univ-lorraine.fr
100 avenue du Général Leclerc, 54000 Nancy, France; blaumonier@wanadoo.fr

avec la collaboration de :

Marc Calvet², **Alain Mangeot**³

² Université de Perpignan-Via Domitia, CNRS UMR 7194 Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, France; calvet@univ-perp.fr

³ Réserve Naturelle, 66500 Nohèdes, France; alain.mangeot@free.fr

TABLE DES MATIÈRES

A – INTRODUCTION	2	5.2.3. Unité de la Nevera	12
1. Situation géographique	2	s-da. Alternances pélicito-carbonatées	12
1.1. Cadre géographique	2	6. Autres terrains	12
1.2. Relief	2	6.1. Terrains finihercyniens	12
1.1. Climat et végétation	3	µn. Microdiorite	12
2. Cadre géologique – Présentation de la carte	3	Q. Filons de quartz	13
2.1. Cadre géologique	3	6.2. Terrains quaternaires	13
2.2. Présentation de la carte – Schéma structural	4	A. Alluvions, Colluvions, Éboulis	13
3. Travaux antérieurs – Conditions d'établissement de la carte	6	Zones glissées	13
3.1. Travaux antérieurs	6	C – ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES	13
3.2. Conditions d'établissement de la carte	7	7. Tectoniques pré- et posthercynienne	13
B – DESCRIPTION DES TERRAINS	9	7.1. Tectonique préhercynienne (sarde) médio-ordovicienne	13
4. Terrains préhercyniens (Cambrien à Ordovicien inférieur)	9	7.2. Tectonique alpine paléogène	13
kÉ. Formation d'Évol	9	7.3. Tectonique postalpine néogène et quaternaire	14
kJ. Formation de Jujols	9	8. Tectonique hercynienne	14
oFF. Formation de Font Freda	9	8.1. Les structures hercyniennes précoces (D1-D1')	14
5. Terrains hercyniens (Ordovicien supérieur à Mississipien)	9	8.1.1. Les plis de l'Autochtone relatif Sud et Nord	15
5.1. Ordovicien supérieur	9	8.1.2. Plis et failles du sommet de l'Autochtone relatif Sud	16
o5. Caradoc (Conglomérat du Caradoc)	10	8.1.3. La nappe de Villefranche	17
o6. Ashgill	10	8.1.4. La nappe du Conflent	17
5.2. Silurien, Dévonien, Mississipien	10	8.1.5. Le chevauchement de Villefranche et le contact du Conflent	17
5.2.1. Nappe de Villefranche-de-Conflent (Allochtone II)	10	8.1.6. Conclusion	17
s. Silurien	10	8.2. Les structures hercyniennes tardives (D2-D3)	18
d1. Dolomies grises	10	8.2.1. Les premiers plis tardifs (D2a)	18
d2. Calcschistes clairs	11	8.2.2. Le pli (synclinal tardif) de Villefranche (D2b)	18
d3. Calcaires blancs	11	8.2.3. La faille de Mérens (D3)	18
d4. Calcaires et Marno-calcaires à chailles et polypiers silicifiés	11	8.2.4. Le (les) filon(s) de microdiorite	18
dm. Dévonien moyen s.l.	11	8.2.5. Les failles ultratardives (finihercyniennes) des Hauts de Jujols	18
d5. Calcaires infragriottes (Marbre de Villefranche, calcaires rubanés)	11	8.3. Conclusion	19
d6. Calcaires griottes à goniatites	11	D – SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	19
d7-h1. Calcaires supragriottes	11	E – GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	19
h2. Culm	11	9. Substances utiles, carrières	19
Dolomies secondaires	12	9.1. Matériaux de construction	19
5.2.2. Nappe du Conflent (Allochtone I)	12	9.2. Roches ornementales	19
s. Silurien	12	10. Risques naturels	19
s-da. Alternances pélicito-carbonatées de la Pinosa de l'Airola	12	11. Ressources en eau	20
s-db. Calcaires ± dolomitiques de Font Ixent	12	11.1. Hydrologie	20
s-dc. Calcaires à patine jaunâtre du Cortal Solé	12	11.2. Hydrogéologie	20
		12. Occupation des sols	20
		Remerciements	21
		Références	21

LISTE DES FIGURES

1. Cadre géographique de la carte à 1/25 000	2	5. Schéma structural structural et coupe structurale	6
2. Carte des altitudes du domaine cartographié	3	6. Découpage des cartes géologiques à 1/80 000, 1/50 000 et 1/25 000	7
3. Cadre géologique du Synclinal de Villefranche	4-5	7. Coupes géologiques	8
4. Toponymie utilisée sur la carte	4	8. Schéma structural détaillé du sommet de l'Autochtone relatif Sud	15
		9. Schéma structural détaillé de la nappe de Villefranche	16

Référence LAUMONIER B. 2016. Notice explicative de la carte géologique à 1/25 000 du Synclinal de Villefranche-de-Conflent entre Jujols et Nohèdes (massif du Coronat, Pyrénées-Orientales, France). *Rev. Géol. pyrén.*, **3**, 1, 22 p.
<http://www.geologie-des-pyrenees.com/> <http://www.geologie-des-pyrenees.com/wp-content/uploads/2016/>

Cette notice est construite sur le modèle des notices explicatives des cartes géologiques de la France à 1/50 000 publiées par le BRGM (Orléans). Elle est relative à la « *Carte géologique à 1/25 000 du Synclinal de Villefranche-de-Conflent entre Jujols et Nohèdes (massif du Coronat, Pyrénées-Orientales, France)* » (Laumonier, 2016). Carte et notice accompagnent l'article de synthèse intitulé « *Le Synclinal de Villefranche-de-Conflent (Pyrénées orientales, France) : un modèle pour la tectonique hercynienne dans les Pyrénées* » (Laumonier, 2017a, à paraître), article auquel le lecteur est renvoyé pour l'interprétation générale de la région. En conséquence, la présente notice est essentiellement descriptive et n'entre pas dans le détail des discussions et controverses développées dans l'article précité, et plus particulièrement celles relatives à l'évolution tectonique hercynienne. Par ailleurs, les itinéraires géologiques pédestres proposés naguère (Laumonier, 1994, 2002) sont actualisés et complétés sous le titre « *Itinéraires géologiques dans le Synclinal de Villefranche-de-Conflent entre Jujols et Nohèdes (massif du Coronat, Pyrénées-Orientales, France)* » (Laumonier, 2017b, en préparation) ; ce document complète et illustre la notice grâce à de nombreuses photographies.

A – INTRODUCTION

1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte couvre un territoire d'environ 7 x 6 km (25 km²) entre, d'une part le Coronat et Nohèdes au Nord, et d'autre part Jujols et Serdinya au Sud (Fig. 1). Administrativement, elle est localisée dans le département des Pyrénées-Orientales (66), sur les cantons de Prades à l'Est et d'Olette à l'Ouest (depuis 2015, ces cantons sont inclus dans le nouveau canton des Pyrénées catalanes), et concerne principalement les communes de Jujols, Serdinya et Nohèdes, accessoirement celles d'Évol et de Conat. Elle se trouve dans la partie Nord du Conflent, région historique correspondant à la moyenne vallée de la Têt et à ses affluents de rive droite (versant Nord du massif du Canigou-Carança) et de rive gauche (massif du Madres-Coronat, en particulier).

1.1. Cadre géographique

La zone cartographiée occupe la partie centrale du **massif du Coronat s.l.**, domaine montagneux d'environ 15 x 5 km, orienté WNW-ESE, qui se détache du vaste **dôme du Madres** (2469 m) en direction de Villefranche-de-Conflent (420 m). La haute vallée de la Rivière d'Évol et le Col de Portus (1736 m) séparent la partie occidentale du massif (Pic de la Pelade, 2370 m ; Puig d'Escoutou, 2292 m ; Llabanère, 2052 m), directement rattachée au dôme du Madres *via* le Pla des Gourgs (2350 m), du massif du Coronat s.s., qui a la forme d'un triangle de 8 à 10 km de côté limité au Sud-Est par la Têt, orientée N055°E, au Nord par la Rivière de Nohèdes (Callau à son aval), orientée N105°E, et au Sud-Ouest par la Rivière d'Évol, orientée N150°E. D'W en E, le massif dépasse d'abord 1400 m (Coronat, 2172 m ; Tartera, 1804 m ; Pla des Horts, 1454 m) puis s'abaisse lentement jusque vers 1200-1000 m au-dessus de Villefranche. L'extrémité orientale du massif (Pla d'Ambulla, vers 800 m ; les Coves) se trouve en rive droite de la Têt et est séparée du corps principal du massif par les belles gorges épigéniques de Villefranche, profondes de 400 à 600 m ; enfin, vers le SE, le massif fait place aux collines du bassin du Conflent, lesquelles sont en contact abrupt, faillé, avec les contreforts nord-occidentaux escarpés du massif du Canigou.

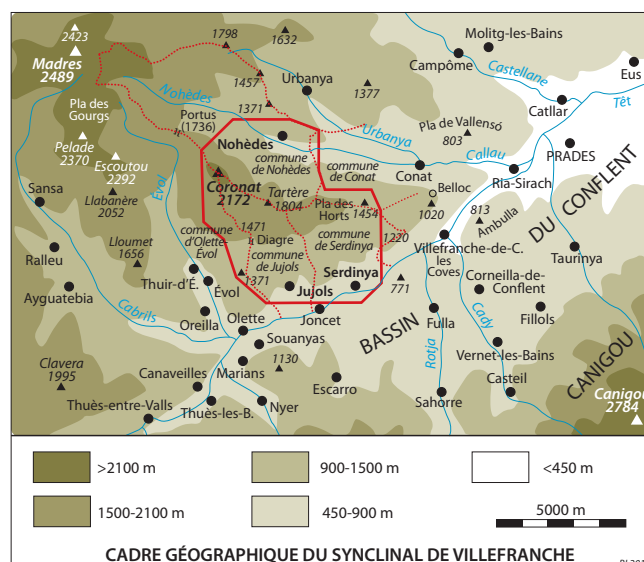


Fig. 1 – Cadre géographique de la carte géologique à 1/25 000 du Synclinal de Villefranche-de-Conflent.

Le massif du Coronat est armé par des formations carbonatées, étroites (1,5 km) à l'Ouest de la vallée d'Évol et qui s'élargissent vers l'E jusqu'à atteindre 4 km au niveau de la vallée de la Têt, de part et d'autre de Villefranche ; c'est un domaine de crêtes et de falaises calcaires, entrecoupées de ravins profonds plus ou moins étroits. Au Nord de la Rivière de Nohèdes (zone d'Urbanya, Pla de Vallensó) et sur le versant Sud du massif (vallées d'Évol et de Cabrils au Sud-Ouest, zone de Souanyas au Sud) se développent, dans des formations schisteuses, des croupes arrondies mais également entaillées de ravins profonds et encaissés.

Le massif est nettement dissymétrique (Figs. 1 et 2). Le versant Nord est étroit (2 km environ) et très pentu, avec une dénivellée de 500 à 1000 m, atteignant 1200 m au droit de Nohèdes. Au contraire, le versant Sud est plus doux, notamment au Nord d'Olette où se développent de beaux replats vers 1400 m. Comme souvent dans les Pyrénées orientales, les zones culminantes se présentent sous forme de *plas*, portions de surfaces subhorizontales, émoussées (Pelade, Coronat) ou mieux préservées (Tartera ; Plas des Gourgs et des Horts ; Pla d'Aussa plus à l'Est) ; ces aplanissements s'inscrivent dans les formations granitiques (Pla des Gourgs) ou le plus souvent carbonatées. D'autres *plas*, sur schistes, existent en contrebas des premiers sur le versant Sud du massif (Llabanère-Lloumet vers 2000-1600 m ; Col Diagre et Pla de la Roque vers 1400 m) ou au Nord-Est (Pla de Vallensó vers 800 m). D'autres vestiges d'aplanissements s'observent plus bas encore (Serrat de la Cuitiva vers 1100 m au-dessus de Jujols ; Pla d'Ambulla vers 800 m). On reconnaît là trois générations d'aplanissement, réalisés de l'Oligocène supérieur au Pliocène (Calvet, 1996 ; Calvet et Gunnel, 2008), aplanissements défoncés au Plio-Quaternaire lors du creusement des vallées actuelles (cf. *infra*).

1.2. Relief

• Le **versant Nord** du domaine cartographié (Figs. 2 et 4) est creusé de ravins profonds (Coma de la Ruidera, dels Tallats, del Pixó, de Mallet, de Mallargona) et à fond souvent en berceau et encombré de formations superficielles (éboulis, cimentés – grèzes – ou non), d'origine périglaciaire mais encore vivantes (laves torrentielles liées aux grands abats d'eau, avalanches). Ces ravins sont séparés par des crêtes calcaires étroites et souvent escarpées (Roca Roja, Rocs de la Murgulla, Roc de Tapalrec, de la Sivina, de Trençalós, dels Naucs, Rocs Espetlat d'Avall et de Dalt, etc.) ; des barres rocheuses transverses rétrécissent les ravins (barre de Roca Roja - les Grites, barre de Tapalrec, par exemple) ou

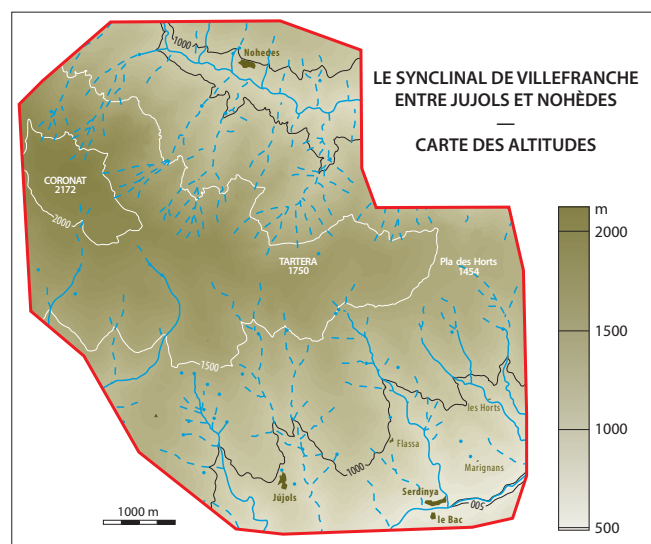


Fig. 2 – Carte des altitudes du domaine cartographié.

en limitent la tête (les Graules, la Tartera). L'érosion est essentiellement fluviale, l'empreinte glaciaire étant très modeste, à peine perceptible dans les cirques creusés sous la crête sommitale.

• La **crête sommitale**, comme il a été dit, correspond aux surfaces d'érosion néogènes ; morphologiquement, en fonction de la lithologie, on peut cependant opposer :

- des formes plus ou moins émoussées sur dolomies secondaires altérables (Coronat, Bosc Comú, la Collada, Pla des Horts) ;
- une surface parfaitement conservée à la Tartera, sur calcaires, formant un véritable petit causse perché.

• Le **versant Sud** présente un relief nettement plus complexe :

- les schistes sont creusés de ravins profonds et à fond étroit (Còrrecs de Fontfreda, Fontixen, Freixinell ; Ravin de Carlang ; Comall de Claranell, Lavall ; Torrent des Bonnes ; etc.), séparés par des crêtes généralement larges et arrondies (Teixouères, Solà del Mig, Camps del Pas) voire aplanies (Serrat de la Couitva), mais parfois étroites et aiguës (Serra Mitjana) ;
- ces domaines schisteux sont surplombés par une zone de falaises calcaires (Font Ixent, Roc de Sant Julià, Roc Llarg), sous le *pla* de la Tartera ; ce relief vigoureux se poursuit vers le SE (la Garrabe, Roc de l'Aigle, Roc dels Canals, Pic des Coves, Roc del Castell, etc.) jusqu'à la Têt, et au contraire s'adoucit vers le NW (Bosc d'Oletta, la Riba, Bosc de Bones) ;
- toujours sur le versant Sud, morphologiquement très varié donc, entre les falaises calcaires et les ravins schisteux, d'autres reliefs sont, plus localement, déterminés par les masses conglomeratiques de l'Ordovicien supérieur (Cantalops, Roc de Pau Rost, Roc de la Coste, Pla del Farre, etc.) ; ces reliefs, vus de loin, ne sont pas sans évoquer des chaos granitiques ;
- signalons aussi la zone au relief confus de Marignans, au Nord-Est de Serdinya, correspondant à un grand glissement de terrain entaillé à son pied par la Têt.

Hormis la Têt et la Rivière de Nohèdes, il n'y a pas véritablement d'écoulements pérennes dans la zone étudiée. La crête sommitale et le versant Nord du massif, à substratum carbonaté, possèdent certainement un système karstique très développé mais encore quasiment inconnu. Il est probable que ce réseau s'écoule vers l'ESE et émerge à En Gornier, au niveau de la Têt, sur la commune de Ria-Sirach ; sur le versant Nord, quelques sources (Font de Tresina, Font del Grillot) par lesquelles le réseau peut déborder sont connues. Sur le versant Sud, d'autres sources peuvent avoir

la même signification (Font Freda en particulier, seule source pérenne du massif ; Font de Roger). D'autres sources sont liées aux conglomerats du Caradoc, très fracturés, qui peuvent former des réservoirs locaux (source captée de la Font d'En Pubill).

1.3. Climat et végétation

Globalement, le Conflent est caractérisé par un climat subméditerranéen à montagnard sec, lié à sa position abritée entre des zones plus humides situées plus au Sud ("Catalogne humide", dont fait partie le Vallespir) et au Nord où l'influence océanique devient perceptible ; la moyenne vallée de la Têt relie en quelque sorte le domaine méditerranéen franc du Roussillon au domaine montagnard de la Cerdagne.

Mais cependant, au moins autant que pour le relief, un vigoureux contraste oppose les deux versants du massif du Coronat en ce qui concerne le climat et la végétation :

- le versant Sud – la soulane¹ du Coronat, jusqu'à Villefranche (Alcaraz, 1993) – est remarquable pour son caractère chaud, sec et lumineux, lié à son exposition au Sud et à un effet de fœhn au Nord du massif du Canigou ; l'étage du Chêne vert atteint ici des records d'altitude (1000-1200 m, voire 1500 m) ; aussi l'étage du Chêne pubescent est-il réduit (vers 1200 à 1450 m dans les Hauts de Jujols) et l'on passe rapidement à celui du Pin sylvestre (1450-2000 m) puis, au-dessus de 2000 m, à celui du Pin à crochets ;
- le versant Nord, plus frais et moins ensoleillé, déjà sous influence océanique, est très boisé et voit le développement localement important du Hêtre, en mélange avec le Pin sylvestre.

2. CADRE GÉOLOGIQUE – PRÉSENTATION DE LA CARTE

2.1. Cadre géologique

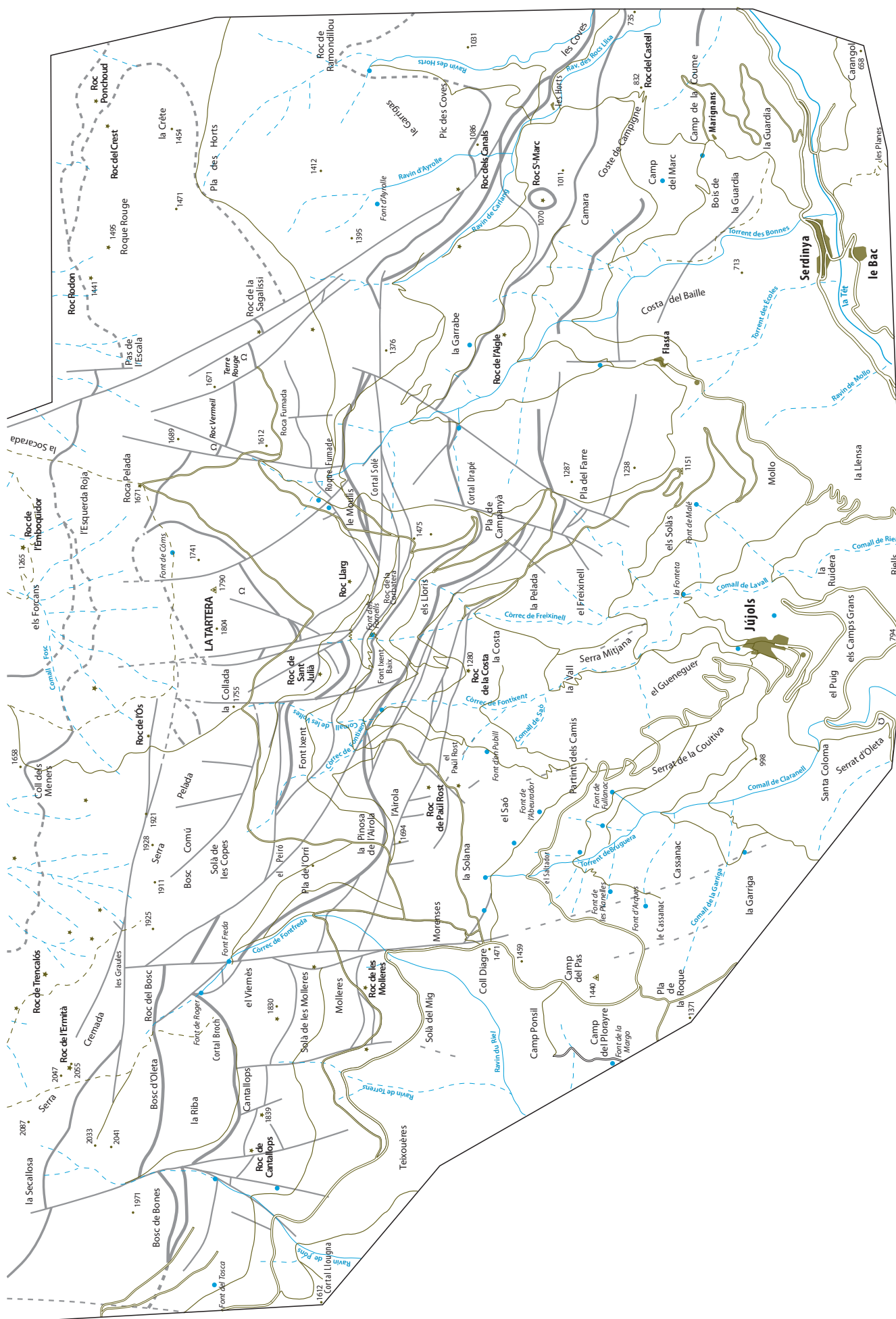
La zone cartographiée appartient au **Synclinal de Villefranche-de-Conflent** (Fig. 3), structure géologique hercynienne orientée N105°E, définie sur environ 25 km entre les bassins néogènes du Capcir et du Conflent, et caractérisée par une bande étroite (0,5 km à l'Ouest, 5 km à l'Est) de terrains siluro-dévonien à mississippiens à dominante carbonatée, encadrés par des terrains à dominante grésopélitique, plus anciens, cambro-ordoviciens, au Nord (Nord-Conflent) et au Sud (Sud-Conflent). L'ensemble est limité par :

- des plutons granitiques, au Nord-Est (Millas), au Nord-Ouest (Quérigut) et au Sud-Ouest (Mont-Louis) ;
- des dépôts néogènes, au Sud-Est (bassin du Conflent) et à l'Ouest (bassin du Capcir) ;
- la faille de la Têt, faille normale néogène N055°E à regard NW qui le sépare du massif gneissique du Canigou-Carança.

Le Synclinal de Villefranche se prolonge vers l'W, au-delà du Capcir, par l'étroite Bande de Mérens, tandis que sa continuation vers l'E au-delà de la faille de la Têt est plus problématique.

Les terrains du Synclinal de Villefranche ont un pendage très variable mais généralement N, et constituent en première approximation le versant Nord du l'anticlinal hercynien droit, décakilométrique, du Canigou-Carança. L'allure cartographique synclinale du domaine est dans une large mesure due à la **faille de Mérens**, faille majeure N105°E à fort pendage N et jeu inverse, polyphasée, soulevant de plusieurs kilomètres les terrains cambriens du Nord-Conflent pour les amener au niveau des terrains

² La soulane – *solana* en catalan – est l'équivalent de l'adret des Alpes ; elle est orientée au S et s'oppose au *bac* (ubac dans les Alpes).



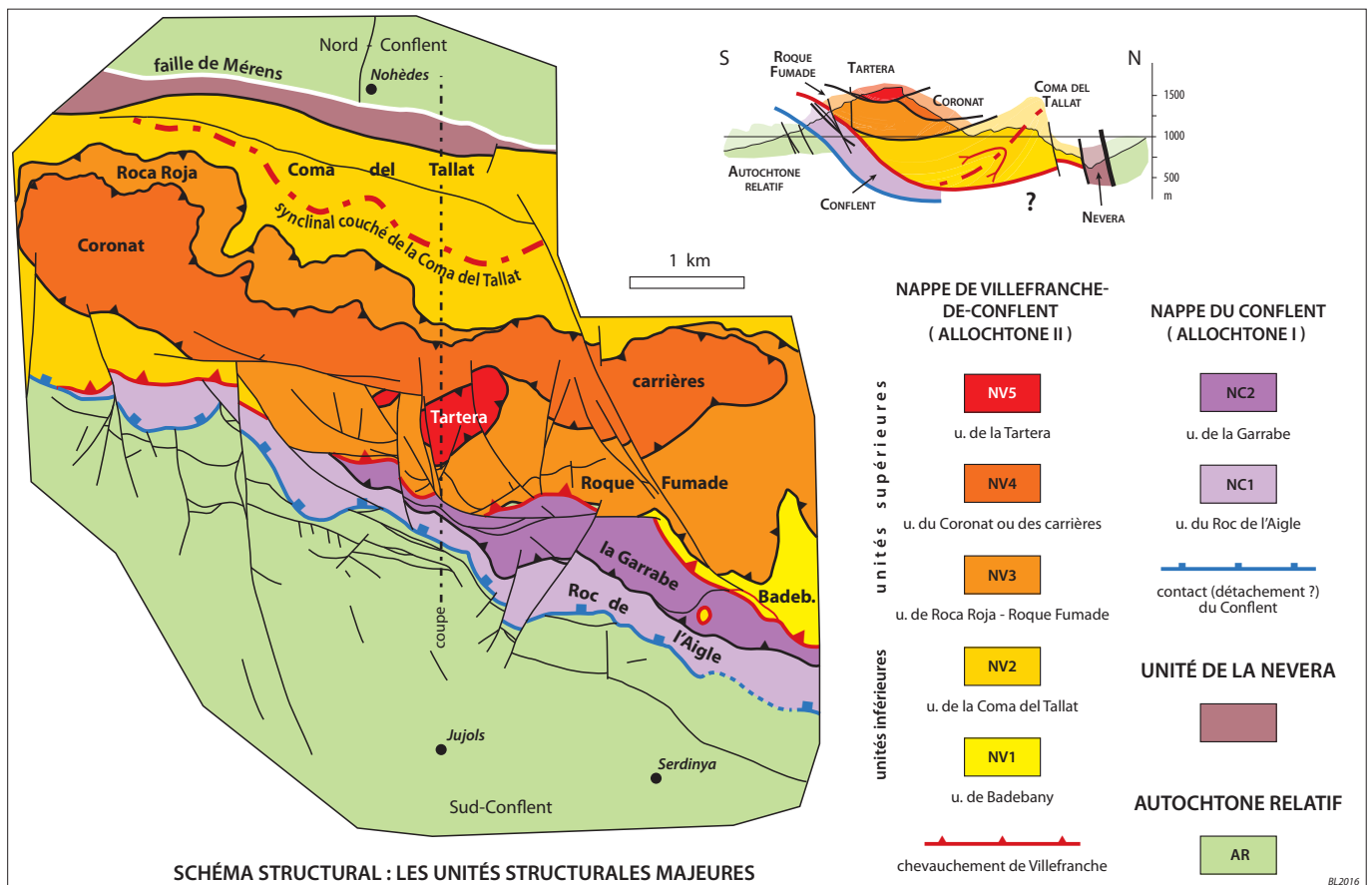


Fig. 5 – Schéma structural et coupe structurale N-S. Les unités structurales majeures et le principal pli couché (le synclinal de la Coma del Tallat) apparaissent clairement, de même que, sur la coupe, la structure synformale de l'ensemble : le Synclinal de Villefranche est un synclinal hercynien tardif de nappes hercyniennes précoces

Toutes ces structures sont des structures hercyniennes précoces (D1-D1'), structures précoces qui sont reprises par des structures tardives (D2-D3), en particulier le **synclinal** droit tardihercynien (D2) **de Villefranche**, dont la trace du plan axial coïncide sensiblement avec la ligne de crête ; en conséquence, le versant Sud du massif est globalement à pendage N et le versant Nord à pendage S, et le massif se présente comme un **synclinal (tardif) de nappes (précoces)**.

La **faille de Mérens** est une faille inverse à fort pendage N qui soulève la série préhercynienne du Nord-Conflent de plusieurs kilomètres relativement au Dévono-Carbonifère du massif du Coronat. Elle est tardihercynienne (D3) pour son jeu majeur, avec des reprises alpine et néogène, sans exclure un jeu plus ancien lié à la formation du synclinal de Villefranche (D2).

À noter également la présence de nombreuses failles de nature et d'âge variés mais qui perturbent peu la structure générale du massif.

3. TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

3.1. Travaux antérieurs

Un historique exhaustif des travaux relatifs au Synclinal de Villefranche-de-Conflent est donné dans Laumonier (2017a) ; les cartes et les coupes anciennes sont présentées en annexe dans cet article. Ici ne sont évoqués que les travaux ayant fait progresser la cartographie du secteur Jujols-Nohèdes.

• Les cartes les plus anciennes sont très schématiques ; on peut citer en particulier :

- la carte à 1/320 000 de M.J. Roussel (1897),
- la carte à 1/320 000 de M. Bertrand (1907).

• La première édition de la carte à 1/80 000 « Prades » de O. Mengel et M. Bertrand est parue en 1925 ; certes beaucoup plus détaillée que les cartes antérieures, elle ne sépare cependant pas encore l'Ordovicien supérieur du reste du Cambro-Ordovicien, et la faille de Mérens est absente...

• Dans sa thèse d'État (1957) principalement consacrée à la stratigraphie, P. Cavet donne une vue d'ensemble du Synclinal de Villefranche à 1/300 000 et deux cartes détaillées à 1/40 000 du secteur Villefranche-Belloc-Ambulla à l'Est du Synclinal, et du secteur Flassa-Tartère-Betllans au centre. Pour la première fois l'Ordovicien supérieur est individualisé (avec l'hypothèse de plusieurs bancs conglomératiques superposés) et le Culm (Viséen détritique) est dessiné comme renversé et chevauchant sur le Gothlando-Dévonien (au N de Flassa) ou sur le Dévonien moyen (à Belloc) ; cependant, le Gothlando-Dévonien est considéré comme la partie inférieure de la série dévonienne et non comme une série dévonienne indépendante, et au Nord, les schistes du secteur de Nohèdes-Urbanya sont attribués à la série de Canaveilles (moitié inférieure du « Paléozoïque inférieur »)...

• La seconde édition de la carte à 1/80 000 « Prades » (Guitard et al., 1968 ; Autran et al., 1977, pour la notice) reprend, pour le Synclinal de Villefranche, la cartographie de P. Cavet, mais attribue correctement les schistes situés au Nord de la faille de Mérens à la « série » de Jujols.

• Les deux thèses de 3^e cycle de B. Dalmayrac (1967) et de J.-C. Vidal (1967) donnent une belle carte à 1/20 000 du Synclinal de Villefranche-de-Conflent, beaucoup plus détaillée, mais qui reste basée sur la stratigraphie de P. Cavet. Deux contacts anormaux tangentiels et trois unités structurales majeures sont cartogra-

phiés. Toutefois, sur au moins deux points aux conséquences structurales importantes cette carte traduit un net recul par rapport aux cartes précédentes :

- le Calcaire de Thuir-d'Évol est attribué au Gothlando-Dévonien et en conséquence est placé au cœur d'un mégasynglinal couché au S ;
- la faille de Mérens est supprimée.

• B. Laumonier dans sa thèse de 3^e cycle (1975) donne une carte détaillée levée en 1972-1974 des schistes de Jujols et de l'Ordovicien supérieur du versant Sud du Synclinal de Villefranche (Sud-Conflent), Le Calcaire de Thuir-d'Évol reprend place sous les schistes de Jujols, et dans ces derniers sont indiqués plusieurs niveaux à nodules carbonatés et/ou siliceux.

• Pour la carte à 1/50 000 « Prades », publiée en 1992, G. Guittard *et al.* ont tenté pour le Paléozoïque supérieur (Ordovicien supérieur à Carbonifère inférieur) une synthèse – moyennement satisfaisante – entre la stratigraphie de P. Cavet, la cartographie de B. Dalmayrac et J.-C. Vidal, celle de B. Laumonier et les précisions stratigraphiques apportées par C. Cygan *et al.* (1980/1981) ; le Gothlando-Dévonien du versant Sud du massif – mais pas celui du versant Nord – est noté comme un Siluro-Dévonien montant jusque dans le Frasnien et constituant une série et unité tectonique indépendantes. Le Calcaire de Thuir-d'Évol est mis à sa place correcte – entre les Formations d'Évol et de Jujols – et la faille de Mérens est à nouveau figurée. Le versant Nord du Synclinal (Nord-Conflent) est représenté d'après des levés inédits (début des années 1980) de B. Laumonier, les schistes de Nohèdes étant rapportés à la Formation d'Évol. La notice de la carte (Guittard *et al.*, 1998) tient compte des avancées obtenues dans les années 1990, après la publication de la carte (1992).

L'emprise de la carte Jujols-Nohèdes à 1/25 000 par rapport aux coupures à 1/80 000 et 1/50 000 est présentée sur la figure 6.

3.2. Conditions d'établissement de la carte

Le fond topographique de la carte² est repris de celui des cartes à 1/25 000 de l'IGN ; malheureusement pour l'utilisateur, elle se trouve à cheval sur trois coupures papier (2349ET « massif du Canigou », 2249ET « Font-Romeu » et 2348ET « Prades »). La toponymie de ces cartes récentes est relativement conforme au catalan, cependant pour les communes de Jujols et Nohèdes, elle a été corrigée et complétée d'après Payré (1992, 1997)³. La carte couvre la totalité de la Réserve Naturelle de Jujols, la moitié orientale de celle de Nohèdes et la lisière occidentale de celle de Conat.

La carte présentée est basée sur une nouvelle cartographie à 1/10 000 voire à 1/5 000 du versant Sud et à 1/25 000 du versant Nord, d'un secteur compris entre Serdinya, Jujols et Nohèdes⁴. Le travail de terrain a été effectué, pour l'essentiel, dans les années 1990. Sur le versant Sud, il a été facilité par d'excellentes conditions d'affleurement et d'accès (couvert végétal et formations superficielles souvent réduits, nombreux chemins liés au programme RTM – Restauration des Terrains de Montagne – il y a plus d'un siècle) ; à l'inverse, le versant Nord, plus escarpé et boisé, faiblement pourvu en sentiers et encombré de formations superficielles, s'est révélé nettement plus difficile à cartographier ; les conditions d'observation se dégradent également aux plus fortes altitudes, dans le secteur du Coronat en particulier, très boisé.

² La figure 4 donne la toponymie utilisée, pas toujours très lisible sur la carte elle-même.

³ Par exemple : *coma*, *comall*, *llisera* : ravin ; *cauna* : grotte ; *Jújols* et *Nohèdes* pour Jujols et Nohèdes ; *Paül Rost* pour Poll Rost ; *Partint dels Camis* pour Parte dels Camis ; etc.

⁴ La carte sera effectivement à l'échelle réelle – 1/25 000 – si elle est imprimée en A3, le pdf à télécharger étant prévu à cet effet.

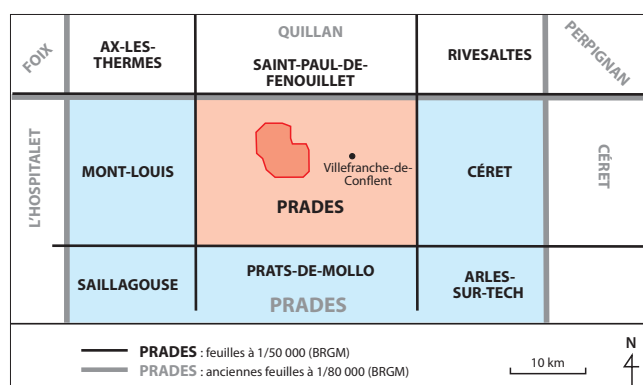


Fig. 6– La carte à 1/25 000 du massif du Coronat dans le découpage géologique existant (cartes à 1/80 000 et 1/50 000 « Prades »).

Une version préliminaire et partielle de la carte, concernant seulement le versant Sud dans sa partie centrale (« Hauts de Jujols »), accompagne une proposition d'itinéraires géologiques (Laumonier, 1994, 2002). Une première version de la carte complète a d'abord été présentée au 6^e Congreso Geológico de España à Zaragoza (Laumonier, 2004).

Les principaux points sur lesquels la présente carte diffère sensiblement des cartes précédentes, en particulier celles de B. Dalmayrac (1967) et J.-C. Vidal (1967) – qui bien sûr ont été utilisées autant que faire se peut – sont les suivants :

- le découpage structural (nombre et extension des unités structurales, localisation des contacts tangentiels majeurs) est assez différent (Laumonier, 2017a) ; la faille de Mérens est figurée ; au Sud de la faille de Mérens, l'unité de la Nevera est individualisée et assimilée – avec réserve toutefois – à la nappe du Conflent ;
- l'Ordovicien supérieur est représenté avec un seul niveau conglomératique, le Conglomérat du Caradoc, situé à la base de cette séquence, ce qui permet d'identifier une structure plissée et faillée complexe dans la partie haute de l'Autochtone relatif méridional ;
- huit formations principales sont définies et cartographiées dans le Dévono-Carbonifère de la nappe de Villefranche, et trois dans le Siluro-Dévonien de la nappe du Conflent ;
- l'intense dolomitisation qui souvent affecte le Dévonien carbonaté de la nappe de Villefranche est pour la première fois cartographiée ;
- les formations superficielles, notamment sur le versant Nord où elles sont très développées, ont été soigneusement délimitées.

Un schéma structural (Fig. 5) et quatre coupes géologiques (voir Fig. 7 et article) complètent la carte.

B – DESCRIPTION DES TERRAINS

Les terrains anciens cartographiés sont formés de deux ensembles bien distincts séparés par une discordance cartographique majeure médio-ordovicienne, la **discordance sarde**. On distingue ainsi, de haut en bas :

- en haut l'Ordovicien supérieur, qui constitue la base de la série hercynienne s.s., laquelle monte jusqu'au Mississipien (Carbonifère inférieur) ; le Siluro-Dévon-Carbonifère constitue la quasi totalité des nappes du Conflent et de Villefranche ;

- en bas, les Formations d'Évol, de Jujols et de Font Freda rapportées au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur (Laumonier, 1988,

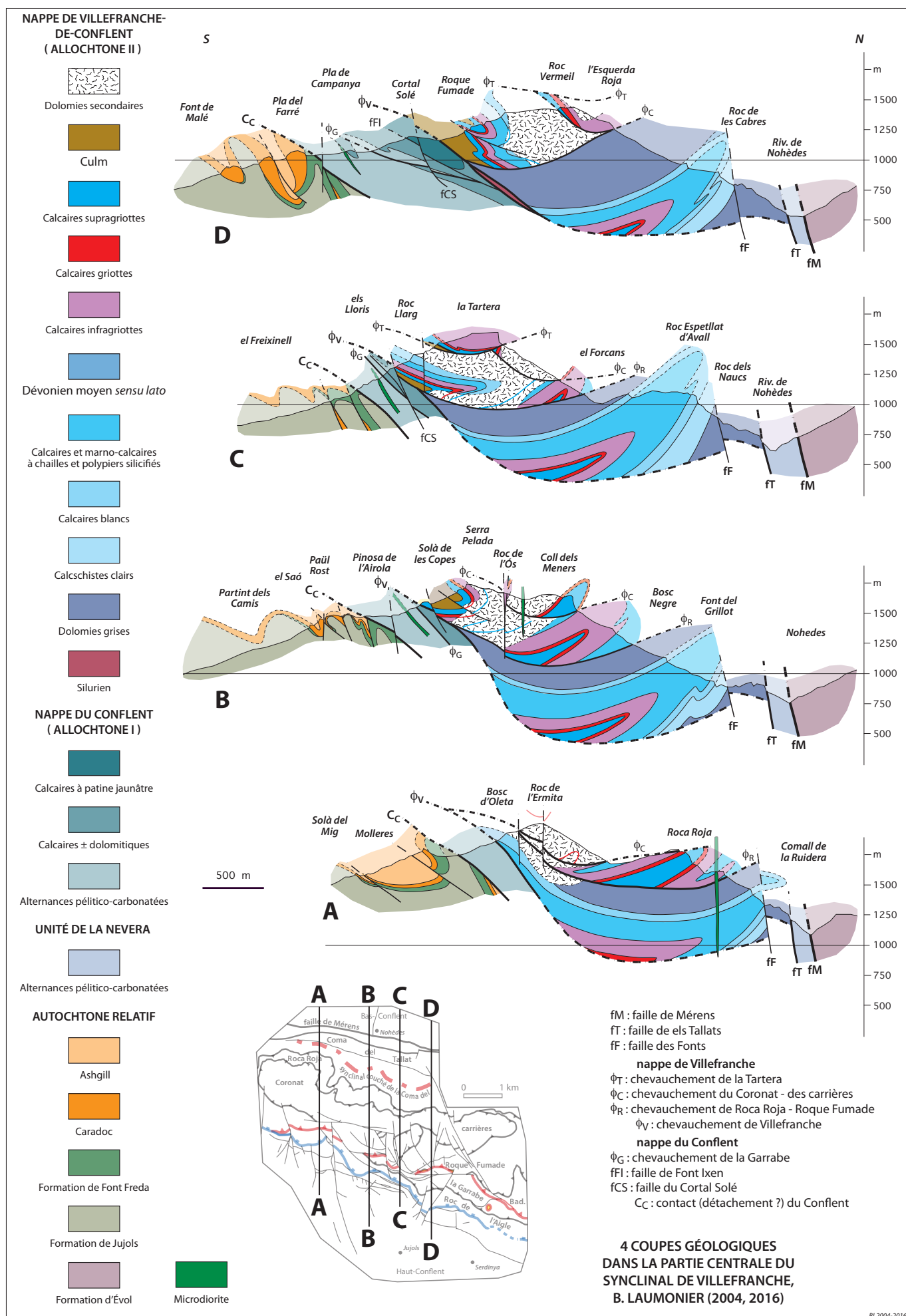


Fig. 7– Coupes géologiques.

1996)⁵ ; ces terrains appartiennent au Groupe de Jujols, c'est-à-dire à la moitié supérieure de la série préhercynienne⁶.

Ces terrains sédimentaires peu ou pas métamorphiques sont recoupés par des filons de microdiorite probablement autuniens et recouverts par des formations quaternaires étendues.

4. TERRAINS PRÉHERCINIENS (CAMBRIEN À ORDOVICIEN INFÉRIEUR)

Le Groupe de Jujols est incomplet dans le domaine cartographié. En effet, on ne voit pas :

- la base et la partie supérieure de la Formation d'Évol dans le Nord-Conflent ;
- la Formation de Valcebollère⁷ ;
- la base de la Formation de Jujols, dans le Sud-Conflent.

kÉ. FORMATION D'ÉVOL – Grésopélites, schistes carburés, micro-conglomérats

La zone schisteuse de Nohèdes, au Nord de la faille de Mérens (Nord-Conflent), correspond à la Formation d'Évol, formation dont le toit se situe plus au Nord, près d'Urbanya, et dont la base manque car elle est supprimée par la faille de Mérens. Elle est constituée pour l'essentiel de grésopélites claires ou sombres, plus ou moins rubanées, de grès fins et de schistes carburés (ampélites) noirs. Elle renferme également de remarquables intercalations de microconglomérats (1), qui sont des quartzarénites ou des quartzwackes grossières caractérisées par l'abondance des grains de quartz limpides ou parfois blancs, arrondis, millimétriques, dispersés dans un fond finement gréseux ou pélitique ; de petits clastes pélitiques sombres sont fréquents. À l'Ouest de Nohèdes (els Campets), ces microconglomérats, particulièrement grossiers, renferment quelques éléments calcaires anguleux centi- à décimétriques. Les microconglomérats sont surtout concentrés dans deux bandes principales, l'une qui se suit de Nohèdes à Conat, et l'autre vers le haut de la formation (Pics de la Moscatosa et de Lloset, 1000 m au N de Nohèdes, hors carte).

Hormis dans de rares plis, la Formation d'Évol est à l'endroit, et généralement à pendage N moyen. La présence de clastes calcaires dans l'horizon microconglomératique inférieur suggère qu'il puisse représenter – ou être proche de – la base de la formation. La formation d'Évol serait épaisse de 1500 m environ, dont la moitié environ est visible sur la carte.

Âge : moitié inférieure du Cambrien inférieur (Terreneuvien) probable.

kJ. FORMATION DE JUJOLS – Alternances argilo-silteuses (schistes rubanés), nodules calcaires et/ou siliceux, olistostrome

Le versant Sud du domaine cartographié du Synclinal de Villefranche (Sud-Conflent), à dominante schisteuse, correspond,

⁵ On a conservé ici les appellations, devenues classiques, de Formations d'Évol et de Jujols (Laumonier, 1988) à la place de celles de Formations d'Err et de Serdinya proposées par Padel (2016) dans le but ne pas faire doublon avec le terme de Groupe de Jujols. ... Font Frède est une graphie moins correcte que Font Freda...

⁶ La moitié inférieure de la série préhercynienne est le Groupe de Canaïlles, qui affleure au Sud-Ouest du domaine cartographié.

⁷ Comprise entre les Formations d'Évol et de Jujols, elle est représentée dans le Sud-Conflent par le Calcaire de Thuir-d'Évol, au N et à l'E d'Olette, et dans le Nord-Conflent par le Calcaire de Nabilles, au N de Conat.

pour l'essentiel, à la Formation de Jujols dont la base passe légèrement au Sud-Ouest. Cette formation est quasi exclusivement constituée de pélites à patine bronze à rouille, toujours sous la forme de schistes rubanés, c'est-à-dire d'argilo-siltites alternant à une échelle centi- à décimétrique ; les lits silteux sont jaunâtres et le plus souvent plus minces (mm-cm) que les lits pélitiques (cm-dm), verdâtres (abondance de la chlorite) ; dans les roches les plus fraîches, les premiers sont rougeâtres (ciment carbonaté), les seconds très sombres. Les faciès les plus pélitiques sont subarboisiers, les faciès les plus silteux peuvent se présenter comme des grès fins, mais toujours rubanés.

La Formation de Jujols renferme des nodules carbonatés et/ou siliceux centi- à décimétriques (1) : concrétions aplaties dans la stratification ou parfois la schistosité ; à l'affleurement, les nodules carbonatés sont généralement dissous et apparaissent sous forme de trous. La majorité des nodules sont concentrés dans trois horizons décamétriques. Les deux principaux sont localisés vers le milieu de la série, entre le Camp del Plorayre et le Pla de la Roque à l'WNW, et les Camps Grans à l'ESE ; les plus beaux affleurements se situent sur la crête d'el Pug, sous Jujols. Un autre horizon, plus pauvre en nodules et discontinu, se place près du haut de la formation (Solà del Mig, Partint dels Camis, Serra Mitjana). À part de rares bancs métriques de grès-quartzites massifs, la seule autre intercalation remarquable connue dans la Formation de Jujols est un olistostrome à blocs calcaires pluri-décimétriques (2), visible seulement au bord de la piste du Coll Diagre entre la Solà del Mig et Teixouères ; il semble se placer à peu près au même niveau de la série que l'horizon à nodules carbonatés supérieur.

La Formation de Jujols est souvent à pendage N faible à fort et globalement à l'endroit, bien que l'existence et l'importance de flancs inversés à la faveur de plis couchés soient discutées (voir *infra* et article), ce qui fait que l'épaisseur de la formation est très difficile à évaluer (1500 à 2000 m ?).

Âge : Cambrien moyen-supérieur *s.l.* (sommet du Cambrien inférieur à base de l'Ordovicien inférieur).

oFF. FORMATION DE FONT FREDÀ – Grésopélites, grès-quartzites

La Formation de Font Freda, épaisse de 0 à 50-100 m, est formée de schistes rubanés semblables à ceux de Jujols mais souvent très gréseux, de grès bruns et de grès-quartzites blancs fins à grossiers, localement microconglomératiques (Roc des Molleres) ; les traces ("terriers") sont fréquentes. L'épaisseur de la formation de Font Freda augmente du S/SW vers le N/NW, atteignant voire dépassant 100 m, ce qui matérialise la discordance cartographique sarde de l'Ordovicien supérieur ; le passage à la Formation de Jujols est rapide mais progressif.

Âge : Ordovicien inférieur (Tremadocien ?) supposé.

5. TERRAINS HERCINIENS (ORDOVICIEN SUPÉRIEUR À MISSISSIPIEN)

5.1. Ordovicien supérieur

L'Ordovicien supérieur fait suite normalement mais en discordance aux Formations de Font Freda et/ou de Jujols. Son épaisseur visible ne dépasse pas 200-300 m, le haut de la formation manquant toujours car partout supprimé par le contact du Conflent. Il est constitué de deux formations, le Caradoc (ou Conglomérat du Caradoc) à la base et l'Ashgill ensuite.

o5. CARADOC (CONGLOMÉRAT DU CARADOC) – Poudingue grossier

Au contraire des auteurs précédents qui envisageaient jusqu'à cinq niveaux conglomératiques dans l'Ordovicien supérieur, il

n'en est plus reconnu qu'un seul, situé à la base de la séquence mais répété tectoniquement par un système complexe de plis et de failles. Les conglomérats forment des affleurements généralement chaotiques, gris verdâtre dans le paysage, souvent déchassés et roulés sur les versants, ce qui en rend la cartographie difficile.

Le Conglomérat du Caradoc est un poudingue très grossier, à éléments arrondis ou subanguleux atteignant 50 cm, entassés sans orientation ni stratification bien nettes, ni classement vertical. Les éléments sont exclusivement siliceux : grès-quartzites clairs gris, jaunâtres, bruns ou verdâtres, fins ou parfois grossiers (rarement, microconglomératiques) ; quartz blanc "filonien" subordonné ; rares grésopélites. La matrice, peu abondante, est grésopélitique, grise ou violacée. Parfois mal cimentés, les poudingues sont le plus souvent silicifiés secondairement par du quartz blanc en taches ou filonnets, ce qui rend la roche très dure et peut même en masquer la texture conglomératique.

La formation est épaisse de 0 à quelques décimètres, le maximum d'épaisseur – plus de 100 m – étant atteint au Pla del Farre ; cette forte variation d'épaisseur est en partie due à la déformation hercynienne mais est surtout primaire et correspond à une disposition initiale chenalisée. Le passage à l'Ashgill est généralement brutal, seuls quelques bancs grésosquartzitiques faisant, rarement, transition entre les deux ensembles.

À noter que l'on observe parfois (el Saó, Roc de la Coste, la Pedrada au NNE de Jújols), sur 1 ou 2 mètres d'épaisseur, des patines hématitiques rouge noir (rubéfaction) dans les grésopélites ou les schistes immédiatement situés sous les conglomérats, ce que l'on peut interpréter comme une paléoaaltération ordovicienne.

Âge : Ordovicien supérieur (Caradoc *p.p.* = Sandbien ; âge supposé, la formation étant azoïque).

o6. ASHGILL – Pélites, Schistes à fucoïdes, Grauwacke à *orthis* (Schistes troués)

Typiquement, cette formation, dont l'épaisseur visible peut atteindre la centaine de mètres, comporte trois termes, soit de bas en haut :

- des pélites massives très bioturbées, micacées, vert bouteille, à patine rougeâtre (10-20 m ?) ;
- des pélites schisteuses très sombres à ponctuations ou vermiculations parfois bifurquées, oranges ou rouges, milli- à centimétriques (probables traces de déplacement ou de fouissage), d'où les noms de "Schistes à fucoïdes" ou encore de "Schistes à taches carminées" traditionnellement donnés à ce terme (20-30 m ?) ;
- des pélites massives (jusqu'à 100 m et plus), vert gris et à patine ocre-rouille intense très caractéristique ; initialement calcareuses, ces pélites sont fortement décalcifiées (ce sont des grauwackes, selon une des acceptions de ce terme), d'où leur aspect troué facilement reconnaissable et leur appellation de "Schistes troués" ; la plupart des trous correspondent à des fossiles, notamment au classique brachiopode *Orthis* (*Nicollera*) *actoniae*, d'où l'appellation de "Grauwacke à *orthis*" également donnée à ce terme, par ailleurs très fossilifère (brachiopodes, bryozoaires, cystoïdes, etc.) ; rarement (haut du Ravin de Torrens), de minces passées calcaires sont observables.

Âge : Ordovicien supérieur (Caradoc-Ashgill *p.p.* = Katien) ; la Grauwacke à *orthis* est rapportée à l'Ashgill moyen, c'est-à-dire au Katien supérieur.

5.2. Silurien, Dévonien et Mississipien

Hormis le Silurien noir qui n'affleure que rarement sur le territoire étudié, les unités allochtones formant le cœur du Synclinal

de Villefranche-de-Conflent sont formées par le (Siluro-)Dévonien et le Mississipien. Le Dévonien de la nappe de Villefranche et celui de la nappe du Conflent étant très différents, il est nécessaire de les décrire séparément.

5.2.1. Nappe de Villefranche-de-Conflent (Allochtone II)

Le Dévono-Carbonifère de la nappe de Villefranche, assez contrasté, peut être subdivisé en huit formations qui présentent d'une unité à l'autre d'importantes variations latérales de faciès et d'épaisseur, mais qui néanmoins sont le plus souvent identifiables et donc cartographiables, en dépit de l'importante dolomitisation secondaire qui peut affecter la série jusqu'à une hauteur variable et en rend l'analyse difficile.

Les formations sont définies sur le versant Nord, dans l'unité de la Coma del Tallat (Dévonien inférieur-moyen épais), et sur le versant Sud, dans l'unité de Roque Fumade (Dévonien moyen-supérieur et Mississipien minces). Les éléments de datation proviennent de l'unité de Roque Fumade (entre le Roc de Sant Julià et le refuge de Roque Fumade surtout) ou du secteur de Villefranche-de-Conflent (hors carte). Certaines de ces formations sont assez bien datées (Cavet, 1957 ; Cygan *et al.*, 1980/1981 ; Dégardin, 1988), d'autres non ; les âges proposés⁸, très inégalement précis donc, prennent également en compte des données plus régionales (Dégardin, 1996 ; Raymond, *in* Majesté-Menjoulas et Ríos, 1996 ; Sanz-López, 2002 ; Randon et Caridroit, 2008).

5. SILURIEN

Le Silurien noir, très tectonisé, affleure bien au Nord du hameau ruiné des Horts, dans une écaille à la base de la nappe de Villefranche. On y trouve, en série globalement normale, des schistes gris, des schistes noirs ampéliteux à graptolites, des schistes versicolores violacés ou verdâtres, luisants, puis des schistes à nodules carbonatés noirs à orthocères, et enfin des calcaires massifs déjà dévoniens.

Âge : Silurien *p.p.*

d1. DOLOMIES GRISES

Il s'agit de dolomies grises à patine brune, massives, associées à des encrinites sombres, dans lesquelles il est difficile de repérer la stratification. Cette formation s'observe principalement dans l'unité de la Coma del Tallat :

- entre les failles d'els Tallats et des Fonts, sous forme d'une bande rocheuse large d'environ 300 m, massive, sombre, bien repérable dans le paysage (Rocs de la Cauna de l'Aigua, de la Murgulla, dels Naucs, etc.) ;
- au flanc inverse du pli couché des Rocs Espetllat, sous le chevauchement de Roca Roja, et localement, à son flanc normal (N du Roc Espetllat d'Avall).

Dans les autres unités, la formation est absente ou largement affectée par la dolomitisation tardive et donc méconnaissable. Dans le haut de l'unité de Roque Fumade cependant, sous le chevauchement de la Tartère, des encrinites sombres sont localement préservées dans les dolomies secondaires ; elles ne sont pas datées mais mériteraient de l'être.

Âge : Dévonien inférieur *s.l.* (Silurien supérieur à Praguien ?)

d2. CALCSCHISTES CLAIRS

Cette formation, dans laquelle prédominent des calcschistes clairs, est relativement moins résistante à l'érosion que les dolomies et les calcaires qui l'encadrent ; elle détermine des replats ou des collets, comme celui du pc 1151 entre la Font de Tresina et la

⁸ Les indices d1 à d7 et h1 à h2 utilisés sur la carte ont donc davantage une valeur chronologique relative plutôt que stratigraphique stricte.

Font del Grillot. Elle n'est bien identifiable qu'au flanc normal du pli couché de la Coma del Tallat, contre la faille des Fonts.

Âge : Dévonien inférieur (Praguien ?)

d3. CALCAIRES BLANCS

Cette formation calcaire d'épaisseur pluridécamétrique, quand elle n'est pas supprimée par la dolomitisation secondaire, forme des barres rocheuses à patine claire bien identifiables dans le paysage, en particulier dans l'unité de la Coma del Tallat où elle matérialise le pli couché de la Coma del Tallat (barre du Roc del Moro au flanc normal ; barre des Rocs de Salimans et de Tapalrec au flanc inverse) et dans l'unité de Roque Fumade (Roc de Sant Julià, Roc Llarg, etc., en série inverse). Elle est formée de calcaires plus ou moins dolomitiques clairs, bien lités.

Âge : Dévonien inférieur-moyen (Praguien supérieur à Emsien inférieur ?)

d4. CALCAIRES ET MARNO-CALCAIRES À CHAILLES ET POLYPIERS SILICIFIÉS

À ce niveau de la série sont définies mais non distinguées deux formations caractérisées par la fréquence des accidents siliceux (chailles) et des polypiers silicifiés ("polypiers siliceux" dans la littérature), enregistrant un spectaculaire passage latéral de faciès. Il s'agit :

- dans les unités de la Coma del Tallat et de Badebany, de plusieurs hectomètres de calcaires à patine gris clair, bien lités, à grands rubans de chailles claires ;
- dans les unités de la Roca Roja – Roque Fumade et probablement du Coronat, de quelques décimètres de marnes et de calcaires marneux à patine jaune verdâtre, très fossilifères (petits débris de polypiers, crinoïdes, trilobites, etc.), à chailles plus rares ; ces faciès se voient bien, notamment, sous le Roc Llarg.

Âge : Dévonien moyen (Eifélien s.l.)

dm. DÉVONIEN MOYEN s.l.

Dans le secteur du Coronat (unité du Coronat) et plus au Sud vers le Bosc de Bones et le Bosc d'Oleta (unité de Roque Fumade), là où la dolomitisation secondaire est importante et où la cartographie détaillée reste à faire, il s'agit d'un ensemble principalement formé de Calcaires à chailles et polypiers, incluant également des termes plus anciens (Calcschistes, Calcaires blancs) ou plus récents (Marbre de Villefranche).

Âge : Dévonien inférieur p.p. à Dévonien supérieur p.p.

d5. CALCAIRES INFRAGRIOTTES (MARBRE DE VILLEFRANCHE, CALCAIRES RUBANÉS)

Sous le nom de Calcaires infragriottes sont regroupés ici un ensemble hétérogène essentiellement calcaire compris entre les Calcaires et marno-calcaires à chailles et polypiers silicifiés et les Calcaires griottes rouges. Cette formation donne de larges affleurements, notamment à la Tartera où elle est en série inverse.

Les deux faciès les plus remarquables sont, de bas en haut mais sans doute aussi en passage latéral de faciès :

- le Marbre "flambé" ou "flammé" de Villefranche est un calcaire à *stromatactis* rose veiné de blanc, souvent mal visible sous une patine gris clair banale ; ce faciès, souvent associé à des calcaires encrinétiques rouges, est bien développé dans les unités de Roca Roja (à Roca Roja même) et du Coronat (au N et à l'E des carrières : Esquerda Roja, Roque Rouge) ;
- des calcaires rubanés, parfois bréchiques, souvent très stylolisés ; un mince horizon pseudogriotteux est parfois visible au milieu de ces calcaires (il n'a été figuré sur la carte qu'au N du refuge de Roque Fumade).

Âge : Dévonien moyen-supérieur p.p. (Givétien-Frasnien) ; le Marbre de Villefranche serait plutôt givétien et les calcaires rubanés seraient plutôt frasnien.

d6. CALCAIRES GRIOTTES À GONIATITES

Il s'agit d'une formation mince (5-10 m en général, jusqu'à 20 m dans les carrières de Roc Vermeil et de Terre Rouge) mais constituant un excellent niveau repère. Elle est formée essentiellement de calcaires rouge violacé, orangés par altération, noduleux ; les nodules sont souvent des coquilles de goniates centimétriques partiellement remplies par de la calcite blanche ; un fin lacis siliceux et ferrugineux rouge sombre, luisant, se développe entre les nodules.

Les griottes, assez altérables, forment généralement une vire herbeuse entre les falaises des Calcaires infra- et supragriottes, ce qui en masque souvent la continuité latérale, qui est en réalité très grande.

Âge : Dévonien supérieur p.p. (Famennien inférieur-moyen)

d7-h1. CALCAIRES SUPRAGRIOTTES

Dans l'unité de Roque Fumade, entre les Calcaires griottes et le Culm, on a regroupé sous le nom de Calcaires supragriottes la succession suivante, épaisse d'une cinquantaine de mètres, avec de bas en haut :

- des calcaires assez massifs formant falaise, bien lités et plus ou moins noduleux, à patine jaunâtre (Calcaires supragriottes s.s.) ;
- des lydiennes noires (quelques décimètres) associées à de rares nodules phosphatés ;
- de minces calcaires "intercalaires" très noduleux (quelques mètres) ;
- des jaspes verts ;
- des calcaires clairs ± noduleux à chailles (quelques mètres).

D'autres faciès se rencontrent, à différents niveaux de cette série :

- des calcaires tachetés à nodules roses, verts ou gris ("Marbre cervelas" ou "Calcaires tachetés") ;
- des nodules calcaires à cortex rose vif ou vert franc ;
- des calcschistes roses, verts ou violets.

Les lydiennes et dans une moindre mesure les jaspes verts ont probablement une grande continuité latérale, mais leurs affleurements sont toujours très discrets du fait en particulier de leur minceur (à l'exception des jaspes verts de l'unité de la Tartera près de la Font de Coums, décimétriques) ; les lydiennes et/ou les jaspes verts déterminent souvent une petite vire jonchées de petits cubes noirs ou verts, au milieu d'une formation globalement calcaire.

Dans les unités de Roca Roja et des carrières, la formation est incomplète, seuls les calcaires inférieurs à patine jaune, au demeurant épais (par exemple au Coll dels Meners), étant présents, semble-t-il.

Âge : Dévonien terminal (Famennien supérieur) et Mississippien (Tournaisien-Viséen) ; la limite Dévonien-Carbonifère se placerait un peu sous les lydiennes noires, les lydiennes étant tournaisien supérieur et les jaspes verts viséen inférieur.

h2. CULM

Le Carbonifère détritique (Culm) est bien représenté en série inverse dans l'unité de Roque Fumade, en particulier au N du Peiró et à Roque Fumade. Il s'agit de pélites grises plus ou moins rubanées, finement micacées, tendres, intercalées de bancs gréseux assez minces (dm-m) granoclassés, fins ou plus grossiers (le

Culm est turbiditique), à grains ou graviers de lydienne (ce qui les distingue des quartzarénites d'Évol). Cette formation, régionale-ment très épaisse, n'est ici conservée que sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Le Culm est également connu, très ponctuellement :

- dans une petite écaille tectonique dans le chevauchement de la Tartera, au SE de la Collada.
- en éboulis en haut de la Coma del Tallat, sous (probablement) le chevauchement de Roca Roja.

Âge : limite Mississipien-Pennsylvanien (Viséen terminal à Namurien basal).

DOLOMIES SECONDAIRES

Dans l'unité de Roca Roja - Roque Fumade et celle du Coronat et des carrières, une dolomitisation secondaire intense affecte le Dévonien inférieur (épargnant ou non les Calcaires blancs) mais souvent aussi le Dévonien moyen (secteur du Coronat) et même localement le Dévonien supérieur, voire (Bosc Comú) le Viséen. Les dolomies secondaires ("hydrothermales") sont très grenues (saccharoïdes), généralement blanches mais parfois rouges (dans ce dernier cas, elles dérivent probablement de la transformation du marbre de Villefranche). Généralement moins résistantes à l'érosion que les calcaires qu'elles remplacent, les dolomies déterminent des reliefs mous, boisés, mal affleurants (c'est souvent le cas de la zone de crête, notamment vers le Coronat) au milieu desquels subsistent des îlots calcaires non transformés et qui forment des zones plus rocheuses (par exemple, les Graules et le Roc de l'Ós). L'unité de Badebany et l'unité de la Coma del Tallat (sauf au Sud-Ouest : Bosc d'Olette) semblent épargnées par ce processus, dont il est difficile de dire dans quelle mesure il a ou non affecté l'unité de la Tartera.

La dolomitisation est ancienne, antérieure à la formation des plis couchés hercyniens précoces, puisque par exemple les dolomies secondaire s'observent au sommet du grand flanc inverse de Roque Fumade ; elle est *a fortiori* antérieure au jeu des chevauchements précoces (en particulier, l'unité de la Tartera, non dolomitisée, repose sur les dolomies secondaires de l'unité de Roque Fumade).

Âge : Namurien ?

5.2.2. Nappe du Conflent (Allochtone I)

La série dévonienne de la nappe du Conflent – l'ancien Gothlando-Dévonien de P. Cavet (1957) – est nettement plus monotone que celle de la nappe de Villefranche. La séquence est globalement à l'endroit, la base et le sommet manquant pour des raisons tectoniques, et on peut y définir, en plus du Silurien noir visible ponctuellement, trois formations, partiellement répétées par le chevauchement de la Garrabe ; les limites entre les formations sont généralement assez franches. La séquence, qui reste très mal datée (Cygan *et al.*, 1980-1981), est pélitico-carbonatée à la base (Siluro-Dévonien inférieur), puis s'enrichit en niveaux calcaro-dolomitiques (Dévonien inférieur-moyen ?) et devient franchement calcaire au sommet (Dévonien moyen et Frasnien ?).

5. SILURIEN

La classique "Silurien noir" (formé d'ampélites et de calcaires noirs à orthocères, comme aux Horts ; cf. *supra*) est visible 900 m au N de Flassa, où il jalonne le chevauchement de la Garrabe ; on en trouve des traces (non cartographiées) plus à l'Est, toujours le long de ce chevauchement, au N du Roc de l'Aigle.

s-da. ALTERNANCES PÉLITICO-CARBONATÉES DE LA PINOSA DE L'AIROLA

Il s'agit d'un complexe de pélites brunes et de petits bancs calcaires finement alternants passant vers le haut à des calcaires

en plaquettes à débris de crinoïdes puis à des calcaires en bancs plurimétriques alternants avec des calcschistes ; dans le paysage, cette formation grossièrement litée présente une tonalité jaune orangé caractéristique. Les Alternances sont très développées – et seules présentes dans la partie occidentale de la nappe.

Âge : Silurien supérieur (?) et Dévonien inférieur *p.p.*

db. CALCAIRES ± DOLOMITIQUES DE FONT IXENT

La partie médiane de la série siluro-dévonienne de la nappe du Conflent est caractérisée par des gros bancs décamétriques de calcaires plus ou moins dolomitiques, massifs, gris bleu, et par des intercalaires calcschisteux relativement réduits. La formation de Font Ixent forme notamment les belles falaises du Roc de l'Aigle et son prolongement vers le SE (Camara, Roc del Castell) ainsi que le versant de la Garrabe (une passée de quartzite à ciment carbonaté marque la base la formation dans le ravin des Bonnes, au NW de la Garrabe) et son prolongement vers l'W jusqu'à Font Ixent.

Âge : Dévonien inférieur-moyen *p.p.*

dc. CALCAIRES À PATINE JAUNÂTRE DU CORTAL SOLÉ

Le troisième terme de la série de la nappe du Conflent, uniquement visible du secteur du Cortal Solé au Roc de la Corbatera, pourrait débiter par quelques mètres de pélites brunes mais est principalement formé de calcaires à patine jaunâtre. Au milieu des calcaires s'observe une belle passée plurimétrique rougeâtre (calcaires pseudogriottes) qui évoque celle présente dans les Calcaires infragriottes de la nappe du Conflent (cf. *supra*) ; une autre possibilité – mais moins probable – est qu'il s'agisse des vrais Calcaires griottes, sous un faciès atypique.

Âge : Dévonien moyen-supérieur *p.p.* (les pseudogriottes seraient frasnien).

5.2.3. Unité de la Nevera

s-d. ALTERNANCES PÉLITICO-CARBONATÉES

Dans l'unité de la Nevera, entre la faille de Mérens et la faille dels Tallats 250 m plus au S, s'observe une formation fortement redressée, à pendage N ou S, principalement calcschisteuse, plus ou moins alternante ; localement, on y trouve aussi des schistes noirs (ampélites) de type silurien, des pélites gris sombre et des calcaires gris à noirs. Si cette unité appartient à la nappe de Villefranche, ce qui n'est pas impossible, son contenu devrait être considéré comme représentant l'extrême base siluro-dévonienne de la série de la nappe. Mais il peut aussi s'agir – cela paraît plus vraisemblable structuralement – de la réapparition de la nappe du Conflent, et dans ce cas elle est à rapprocher des Alternances de la Pinosa de l'Airola (**s-da**).

Âge : Silurien supérieur à Dévonien inférieur *p.p.* (Gothlando-Dévonien *in* Cavet, 1957)

6. AUTRES TERRAINS

6.1. Terrains finihercyniens

MICRODIORITE

Il s'agit d'une roche à texture grenue très fine avec plagioclase (andésine), hornblende et biotite, à quartz rare ou absent, la biotite et surtout l'amphibole étant rétro-morphosées en chlorites, d'où la couleur vert sombre de la roche. Le gisement est filonien, l'épaisseur des filons étant typiquement plurimétrique (1-10 m). Les affleurements s'alignent sur près de 7 km selon une direction

générale N135°E depuis Roca Roja au NW jusqu'à la Têt au SE. On doit cependant distinguer deux ensembles, peut-être deux filons indépendants ou bien un seul initialement :

- dans la nappe de Villefranche, de Roca Roja jusqu'au S du Roc de Sant Julià, un filon long de 3,5 km subvertical, à peine morcelé et décalé par quelques failles ; très clairement, il recoupe le Dévonien-Carbonifère et l'empilement des unités du Coronat, de Roca Roja et de la Tartera, mais bute contre le chevauchement de Villefranche qu'il ne recoupe pas ; un petit filon de même orientation pourrait exister au Roc Espetlat de Dalt⁹ ;
- dans la nappe du Conflent, un filon qui se suit sur 2 km du Peiró au Pla de Campanyà, et se retrouve au-delà vers le SE à Camara et même dans la zone glissée de Marignans en bordure de la N 116 ; ce filon recoupe le Siluro-Dévonien du Conflent mais en faisant un angle assez faible avec la stratification (il est subconcordant) ; vers Font Ixen, il semble redoublé et décalé par la petite faille ultratardive de Fontixen (cf. *infra*) ; à Camara, il développe sur quelques mètres un métamorphisme de contact dans les calcschistes qui sont marmorisés et chloritisés.

Âge : Permien (Autunien ?)

Q. FILONS DE QUARTZ

À l'échelle de l'affleurement, le quartz blanc "filonien" est fréquent dans les schistes de Jujols. On connaît par ailleurs deux filons de quartz cartographiables, subverticaux, d'épaisseur plurimétrique et dont la longueur n'excède guère l'hectomètre :

- à 1000 m au NW de Jujols, en rive droite du Torrent de Bruquera, un filon N080°E encaissé dans les schistes de Jujols ;
- au NW du Pla del Farre, un filon N070°E encaissés dans les calcschistes siluro-dévonien (s-da) de la nappe du Conflent.

Âge : Permien probable (Autunien ?)

6.2. Terrains quaternaires

Deux catégories seulement de dépôts quaternaires récents ont été différenciés sur la carte.

ALLUVIONS, COLLUVIONS, ÉBOULIS

Sur la carte, aucune distinction n'a été faite parmi les formations superficielles quaternaires (alluvions, notamment au fond des principales vallées ; colluvions sur les grands versants ; éboulis vifs), seule leur extension a été figurée là où elles sont suffisamment épaisses pour masquer le substratum rocheux, ce qui est le cas en particulier sur le versant Nord du massif. Ces terrains sont décrits en détail dans Calvet (1996) et dans Calvet et Delmas (2014). Les affleurements les plus étendus sont formés par des dépôts de pente, des éboulis et des colluvions.

En ce qui concerne les alluvions, précisons que des dépôts fluviatiles quaternaires, mis en place par la Têt, forment des lambeaux de terrasses d'extension très réduite, seuls les niveaux T1 (+20 m) et T2 (+30 m) montrant une certaine continuité le long de la vallée ; ils sont associés à ou masqués par d'épais dépôts de pente à éclats schisteux et matrice limoneuse très abondante. Les niveaux T3 (+70 m), T4 (+90 m) et T5 (+125 m) sont recoupés par la piste de Joncet à Flassa. Des alluvions quartzeuses sableuses et graveleuses beaucoup plus anciennes fossilisent les conduits karstiques épiphreatiques subhorizontaux recoupés par les versants actuels et s'étagent bien au-dessus du niveau T5, dans la gorge de Villefranche sous le Roc Campagna (1050 m), aux Horts

(980 m), sous Roquefumade (1365 m). Les alluvions de la grotte de Notre-Dame-de-Vie (711 m), à l'W de Villefranche, ont pu être datées du Pliocène inférieur (Calvet *et al.*, 2015).

ZONES GLISSÉES

De nombreux petits glissements très locaux affectent les formations superficielles ou leur substratum schisteux ; l'un d'entre eux se voit bien dans le Comall de Saó, 1300 m au NNW de Jujols (Laumonier, 1994, 2017b).

Sur la carte, on a individualisé le grand glissement de Marignans qui fait environ 0,65 km², se développe sur 500 m de dénivellation entre 1000 et 500 m, et fait près de 1 km de large en pied. Il correspond à l'écroulement du Dévonien de la Coste de Campagne - Camara (Calvet, 1996). Dans le chaos de blocs calcaires du glissement, on peut noter, au bord de la N 116, la présence de microdiorite. Ce glissement est ancien et stabilisé ; il s'est probablement mis en place après le dépôt de la terrasse T2 et avant celui de T1.

C – ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES

L'objectif principal de cette partie de la notice est de décrire les structures cartographiques, d'abord les éventuelles structures sardes, puis les structures posthercyniennes, et enfin et surtout les structures hercyniennes qui sont de loin les plus importantes. Les structures posthercyniennes (alpines et/ou postalpines) ou préhercyniennes (sardes) ne sont que brièvement abordées.

7. TECTONIQUES PRÉ- ET POSTHERCYNIENNE

7.1. Tectonique préhercynienne (sarde) médio-ordovicienne

D'importantes structures plicatives sardes sont connues dans le massif voisin des Aspres (Laumonier, 1987 ; Laumonier *et al.*, 2015). Il paraît donc légitime de s'interroger sur l'existence de plis sardes dans le Synclinal de Villefranche (Casas, 2010). Rien cependant ne montre que ce soit le cas, en tout cas à l'échelle de la carte. En particulier, il faut noter que les plis les plus anciens, dans l'Autochtone relatif, affectent conjointement les schistes de Jujols (présardes) et l'Ordovicien supérieur (postsarde) et sont donc hercyniens (cf. *infra* et Laumonier, 2017a). Seule la **discordance sarde**, uniquement cartographique car très faiblement angulaire dans la région concernée, peut être rapportée à la tectonique sarde médio-ordovicienne. Cependant, certaines des failles directionnelles affectant les plis des Hauts de Jujols (cf. *infra*, § 8.1.2) pourraient, éventuellement, être des failles normales sardes inversées à l'Hercynien.

L'existence de plis sardes mésostructurés (décamétriques ou plus petits) dans les schistes de Jujols est plus difficile à démontrer ou à infirmer, certains plis ultraprécoces dits "anté-schisteux" (pré-D1c), globalement considérés comme hercyniens très précoces (D1a ou D1b), pouvant être sardes. C'est le cas par exemple du **pli du cortal supérieur du Partint dels Camis** (1315 m)¹⁰, que J.M. Casas (2010) signale comme possiblement sarde, mais qui est plus vraisemblablement hercynien (Laumonier, 1975), de par sa position dans la zone axiale de l'anticlinal P1a de Morenses (cf. *infra*). (Voir discussion in Laumonier, 2017a.)

De même, il n'existe pas de schistosité préhercynienne sarde, ni de métamorphisme sarde.

⁹ D'après la présence de blocs de microdiorite en éboulis (A. Mangeot, comm. pers.).

¹⁰ ou bergerie de la Font de l'Abeurador, in Casas (2010).

7.2. Tectonique alpine paléogène

Le Synclinal de Villefranche appartient en totalité à la très grande **unité alpine du Canigou**, c'est-à-dire plus généralement à l'Unité Axiale Centrale (Laumonier, 2015). L'unité du Canigou est translatée en bloc vers le S à l'Alpin (Crétacé final et Éocène), soulevée et éventuellement mais très faiblement basculée au N. La seule déformation alpine de quelque importance est un rejeu en faille inverse de la faille de Mérens, rejeu probable en particulier si l'on admet une continuité initiale entre la faille de Mérens et plus à l'E le précurseur (hercynien) du chevauchement (alpin) des Aspres (discussion *in* Laumonier, 2015 et 2017a), et par continuité avec la faille de Mérens en Ariège. Aucune des nombreuses failles visibles sur le versant Sud du massif ne semble avoir (re)joué à l'Alpin de manière significative. Il n'y a pas non plus de schistogénèse alpine. La région se prête donc particulièrement bien à l'étude de la tectonique hercynienne dont les structures n'ont été que très peu modifiées à l'Alpin.

7.3. Évolution postalpine néogène et quaternaire

Pour cette période, pour une analyse à l'échelle des Pyrénées orientales, voir Calvet (1996), Calvet et Gunnell (2008) et Calvet *et al.* (2015) ; pour une discussion à l'échelle du Conflent et du massif du Coronat, voir Calvet (2014). Le trait majeur relevant de l'évolution néogène est la formation de **surfaces d'aplanissement** (surfaces d'érosion) étagées, formées en réponse au soulèvement progressif de la région, soulèvement centré sur le massif du Madres, dès l'Oligocène supérieur. On connaît – et on peut voir sur la carte – trois générations de surfaces :

- une **surface sommitale** datant de l'Oligo-Miocène, bien repérée au Coronat (vers 2000 m) et surtout à la Tartera (1800 m) ;
- une **surface intermédiaire**, reconnue sur la crête sommitale au Pla des Horts (vers 1450 m), ainsi que sur le versant Sud au Pla de la Roque (ou Camp del Pas, vers 1400 m) ; elle daterait du Miocène moyen-supérieur et est emboîtée sous la précédente par le biais d'un talus de nature érosive et son basculement vers le Sud-Est et le fossé du Conflent, postérieur à la formation de l'aplanissement, est plus faible que le basculement de la surface sommitale ;
- enfin, des **aplanissements inférieurs**, partiels, comme au Serrat de la Couitiva (vers 1100 m), rapportables au Pliocène inférieur.

Deux autres faits peuvent être rattachés à la tectonique extensive néogène, qui sont cependant mieux perceptibles à l'échelle du Synclinal tout entier (Laumonier, 2017a) :

- un certain basculement vers le SE de l'ensemble du massif, en liaison avec le fonctionnement de la faille de la Têt et à la formation du bassin (hémigraben) du Conflent, au Miocène inférieur ; ce basculement est souligné par la pente assez forte des aplanissements sommital et intermédiaire ;
- le dernier jeu, en faille normale cette fois, de la faille de Mérens, attesté par le décalage altitudinal de la surface intermédiaire entre le Pla d'Aussa au Sud de la faille (1250 m) et le Pla de Valensó au Nord (800 m) ; des indices de mouvement normal sont effectivement visibles dans la gouge soulignant la faille de Mérens 300 à l'E de l'entrée de Nohèdes ; mais aucune des nombreuses autres failles visibles sur la carte ne semble avoir (re)joué de manière notable au Néogène.

Au Plio-Quaternaire, en réponse à la fin du soulèvement du massif, se produit le creusement des vallées actuelles (environ 500 m pour la Têt) ; c'est la période où s'élabore le karst du cœur du massif. L'étagement des réseaux de galeries épiphreatiques entre 1400 et 400 m témoigne de cette incision progressive et saccadée des vallées depuis 10 Ma (Calvet *et al.*, 2015 ; Hez *et al.*, 2015).

8. TECTONIQUE HERCYNIENNE

Une discussion générale de l'évolution tectonique hercynienne du Synclinal de Villefranche et plus généralement des Pyrénées orientales (massif du Canigou, Aspres, etc.) se trouve dans Laumonier (2017a). Les conclusions de cette étude sont reprises dans la présente notice, notamment en ce qui concerne la géométrie, la chronologie relative et la cinématique des macrostructures hercyniennes ou considérées comme telles : grands plis à l'échelle de la carte (plis couchés ou droits), contacts tangentiels (chevauchements et/ou détachements), failles diverses. Il sera en revanche très peu question ici des microstructures, quasiment toutes hercyniennes (microplis, schistosités, plans striés, mylonites), microstructures qui sont discutées en détail dans l'article de synthèse précité.

Le calendrier tectonique et la terminologie adoptés dans cette notice sont les suivants :

stades / étapes / phases				âge
Hercynien s.l. (Varisque)	Hercynien précoce (Éohercynien)	D1	D1a	fin Namurien (~320 Ma)
			D1c	Westphalien "moyen" (~315 Ma)
			D1'	Westphalien "supérieur" (~310 Ma)
	Hercynien tardif (Tardihercynien)	D2	D2a	Stéphanien s.l. et Autunien inférieur (~309-299 Ma)
			D2b	
			D2c	
		D3		Autunien (≤ 299 Ma)
	Hercynien très tardif (Finihercynien)	D4		Autunien s.l. (≤ 304 Ma)

8.1. Les structures hercyniennes précoces (D1-D1')

On décrira successivement, en s'appuyant sur la carte, le schéma structural général, les deux schémas structuraux détaillés (Figs. 8 et 9) et les quatre coupes géologiques (Fig. 7) :

- les plis de l'Autochtone relatif Sud et Nord ;
- les plis et failles de la partie haute de l'Autochtone relatif Sud ;
- les plis couchés de la nappe de Villefranche ;
- la nappe du Conflent ;
- les contacts tangentiels majeurs : chevauchement de Villefranche, contact du Conflent.

8.1.1. Les plis de l'Autochtone relatif Sud et Nord

La question de l'existence de grands plis anté-schisteux (P1a) dans les schistes de Jujols du Sud-Conflent et de leur mise en évidence (directement par la cartographie, ou indirectement par l'analyse des relations entre la schistosité dominante (Sd = S1c) a été chaudement débattue (Mattauer *et al.*, 1967 ; Laumonier, 1975 ; Laumonier et Guitard, 1978) ; une synthèse de la question est proposée *in* Laumonier (2017a). Pour le territoire visible sur la carte – et à l'échelle du 1/25 000 –, les principales conclusions sont les suivantes (Fig. 8) :

- il existe effectivement des plis P1a plurihectométriques dont certains, déversés au S, affectent conjointement le haut de la Formation de Jujols, la Formation de Font Freda et l'Ordovicien supérieur ; ils sont décrits dans le paragraphe suivant (§ 8.1.2.) ;
- rien ne s'oppose à ce que de tels plis existent plus bas dans la série, mais ceux que l'on envisage sont en tout état de cause, soit moins marqués (plis plus ouverts et/ou droits plutôt que déversés ou couchés), soit plus petits, à une exception près ;
- il est improbable que les deux niveaux à nodules carbonatés du milieu de la Formation de Jujols (visibles du Pla de la

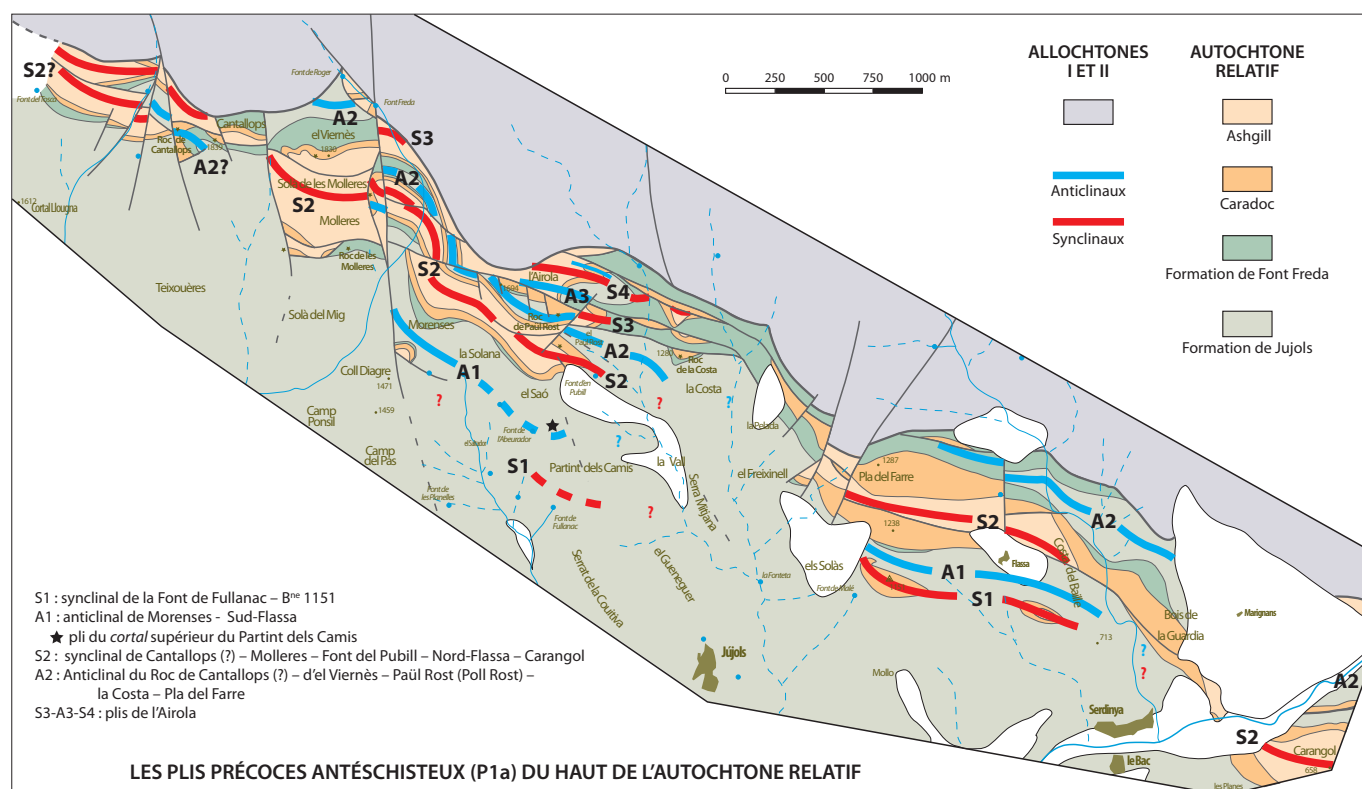


Fig. 8 – Les plis précoces antéscistheux (P1a) du haut de l'Autochtone relatif Sud. (Voir aussi les coupes géologiques, Fig. 7.) La continuité, du NW vers le SE, des plis hectométriques affectant la partie supérieure de la série préhercynienne (Formations de Jujols et de Font Freda) et l'Ordovicien supérieur n'est pas partout certaine.

Roque à Jújols même) soient répétés dans un pli qui serait alors nécessairement isoclinal¹¹.

8.1.2. Plis et failles du sommet de l'Autochtone relatif Sud

Sur la carte et sur les coupes, il apparaît clairement sur une largeur de 250 à 1000 m que la partie haute de la Formation de Jujols, la Formation de Font Freda et l'Ordovicien supérieur du Sud-Conflent sont conjointement affectés par des plis et des failles qui nécessairement sont donc hercyniens, et non pas sardes (cf. *supra*). À la faveur de ces plis (et failles), le Conglomérat du Caradoc est répété deux à quatre fois, et l'Ordovicien supérieur forme des bandes synclinales à cœur d'Ashgill alternant avec des bandes anticlinales dans lesquelles réapparaît la Formation de Jujols. Les plis sont orientés N110 à N130°E et leur vergence est clairement vers le SSW. L'amplitude et la longueur d'onde sont (pluri)hectométriques, et le plongement axial, bien qu'un peu variable, est toujours très faible vers l'ESE ou l'WNW. Ces plis sont morphologiquement très variés, en relation peut-être avec les variations d'épaisseur et les propriétés mécaniques des conglomérats. Ils sont assez ouverts au Sud / vers le bas (Molleres, Morrenses, Flassa, Carangol, par ex.), plus serrés voire localement isoclinaux au Nord / vers le haut (Còrrec de Fontfreda, Pla del Farre, par ex.). Ces plis et ces failles sont faciles à observer dans le secteur Coll Diagre - Paül Rost - Roc de la Coste. (Voir les *Itinéraires géologiques* : Laumonier, 2017b.)

Cette structure plissée est fortement perturbée par de nombreuses failles, qui sont de deux types :

11 De même, ces niveaux ne peuvent pas être la répétition tectonique du niveau carbonaté de Thuir-d'Évol (Formation de Valcebollère), situé plus bas et au Sud-Ouest, pas plus qu'ils ne peuvent se répéter dans l'horizon à nodules situé plus haut dans la série (Solà del Mig - Partint dels Camins) ; il y a là quatre niveaux indépendants riches en carbonates, ce qui impose une dimension au plus hectométrique aux plis affectant les schistes de Juïols, qu'ils soient "antéschisteux" (P1a) ou "synschisteux" (P1c).

- des failles directionnelles (longitudinales), à pendage N moyen à fort, à jeu – en apparence du moins – plus fréquemment inverse que normal, et étroitement associées aux plis qu'elles recoupent avec une faible obliquité ; une composante décrochante dextre est possible, comme l'indique par exemple la présence de lames de Conglomérat du Caradoc de la crête du Roc de la Coste, mais il pourrait éventuellement s'agir de failles normales sardes inversées à l'Hercynien :

- des failles transverses, subverticales, N170°E à N040°E, plus récentes (cf. *infra*, § 8.2.5).

Malgré ces complications, il est néanmoins possible de tracer sur plusieurs kilomètres les principaux plis des Hauts de Jujols (Fig. 8) : on peut notamment repérer, du S (bas) vers le N (haut) :

- le **synclinal de la Font de Fullanac** (S1) et l'**anticlinal de Morrenses** (A1), qui se prolongent en direction du SE au Sud de Flassa ;
- le **synclinal de Molleres – Font del Pubill – Flassa – Carangol** (S2) et l'**anticlinal d'el Viernès – Pauil Rost – Pla del Farre** (A2) ;
- d'autres plis (plis de l'Airola, notamment), fortement affectés par les failles directionnelles et recoupés par le contact du Conflent.

Plus au Sud dans la série, c'est-à-dire plus bas dans la masse des schistes de Jujols, faute du repère constitué par le Conglomérat du Caradoc, il devient difficile (par exemple, vers le Partint dels Camis) voire impossible de mettre en évidence de telles structures, structures qui cependant semblent s'atténuer dans cette direction.

L'analyse microstructurale (Laumonier, 2017a) montre que les plis décrits ci-dessus sont antéschisteux relativement à la schistosité majeure S1c ; il s'agit donc de plis ultraprécoces P1a ; les failles directionnelles sont probablement de la même phase D1a. Plis et failles directionnelles sont également recoupés par le contact soustratif du Conflent, rapporté à la phase D1'.

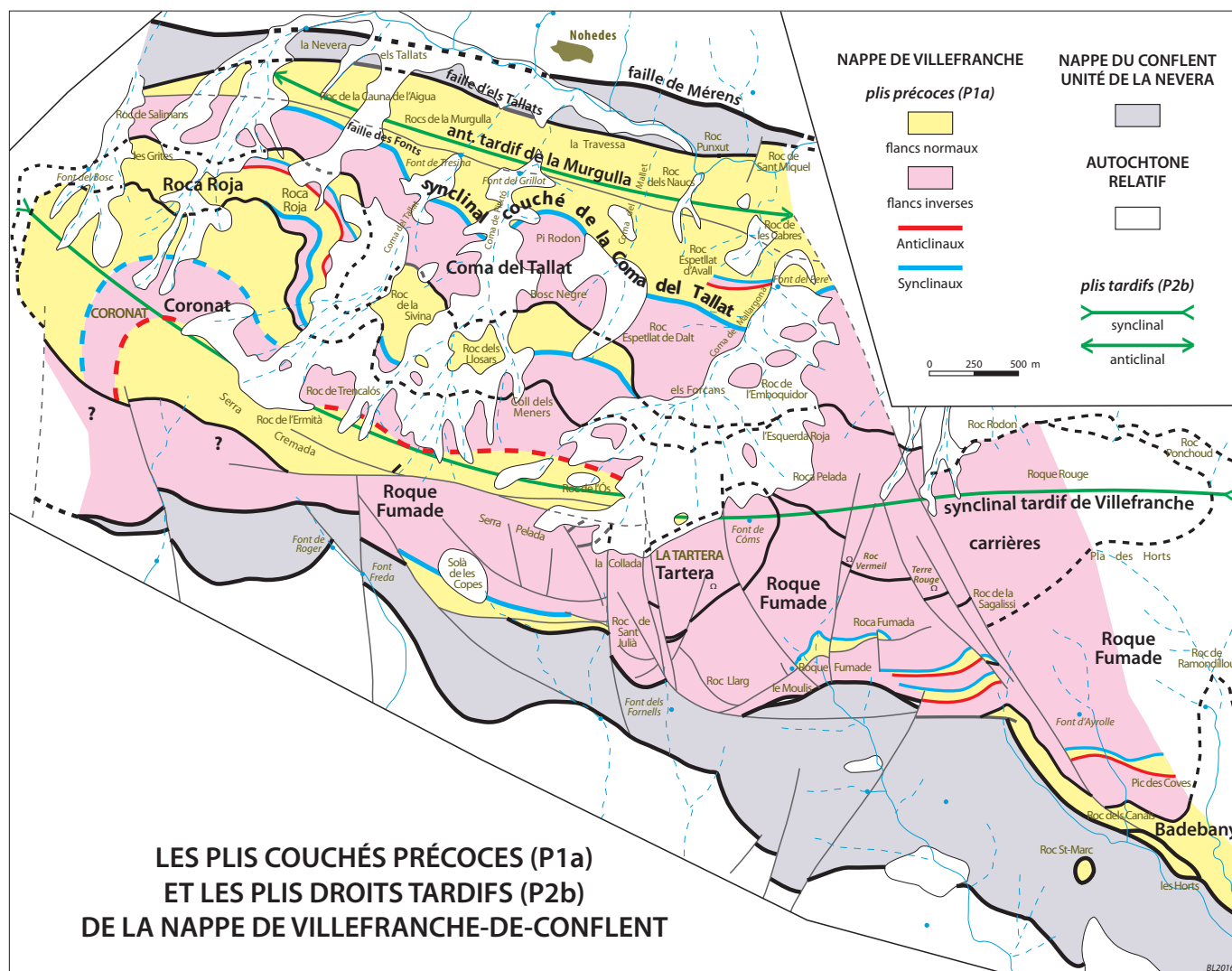


Fig. 9 – Les plis couchés précoces (P1a) et les plis droits tardifs (P2b) de la nappe de Villefranche-de-Conflent. À noter la prédominance des flancs courts, inverses, des plis précoces et la relative indépendance des contacts chevauchants sur les plis, notamment sur leurs plans axiaux.

Globalement, les plis des Hauts de Jujols sont compatibles avec l'existence d'une charnière synclinale majeure située plus vers le NNE, si l'on accepte de les interpréter comme des plis de flanc normal d'un tel mégapli, plurikilométrique, entièrement caché sous, et recoupé par le contact du Conflent.

8.1.3. La nappe de Villefranche

La cartographie et les coupes géologiques (Fig. 7) permettent de reconnaître cinq unités structurales superposées (Fig. 9), soit trois unités supérieures flottant sur deux unités inférieures.

• Les **unités supérieures** – le chevauchement basal de chaque unité est bien visible, il porte le même nom que l'unité qu'il supporte – sont :

- la petite **unité sommitale de la Tartera** (NV5) ;
- l'**unité du Coronat et des carrières** (NV4) ;
- l'**unité de Roca Roja - Roque Fumade** (NV3).

• Les deux **unités inférieures** sont limitées par le chevauchement de Villefranche au Sud et coupées par la zone de faille de Mérens au Nord :

- l'**unité de la Coma del Tallat**, la plus volumineuse (NV2) ;
- l'**unité de Badebany**, mal séparable de la précédente et mieux développées plus à l'Est (NV1).

Chaque unité est structurée par des plis couchés, les plis étant recoupés par les chevauchements.

• Dans la nappe de Villefranche, la structure plicative majeure est le **synclinal de la Coma del Tallat**, plurikilométrique, N105°E, d'axe subhorizontal, couché au S et qui, du fait du plissement tardif, se présente comme une antiforme. Il occupe la totalité de l'unité de la Coma del Tallat sur le versant Nord. On différencie très bien les deux flancs :

- au Nord, le flanc normal à pendage S assez fort (Roc del Moro, Roc Espetllat d'Avall, etc.) ;
- au Sud, le flanc inverse moins penté, large d'au moins 2,5 km (Roc de Salimans, Roc de Tapalrec, Pi Rodon, Roc Espetllat de Dalt sur le versant Nord ; Bosc d'Oleta au Sud) ; le plan axial a donc un pendage S modéré, sur le versant Nord.

• Reposant sur le flanc inverse du synclinal de la Coma del Tallat, l'unité de Roca Roja - Roque Fumade présente, du N vers le S :

- des plis couchés plurihectométriques, en particulier le **synclinal de Roca Roja**, à cœur de Dévonien supérieur ;
- un grand flanc inverse kilométrique, bien visible (bien que dolomitisé) au Nord de Roque Fumade et compliqué de plis de flanc inverse (nombreux replis déca- à hectométriques entre Roque Fumade et le Ravin d'Ayrolle) ;
- la belle **charnière synclinale** plurihectométrique à cœur de Culm de la Solà de les Copes ;

• Plus haut encore dans l'empilement tectonique, l'unité du Coronat et des carrières, très dolomitisée, laisse cependant deviner une structure complexe avec des zones en série normale (Est du

Coronat au-dessus de Roca Roja, par ex.) et d'autres en série inverse (Coll des Meners, secteur de l'Esquerda Roja et des carrières de Roc Vermeil et de Terre Rouge).

- Enfin, au sommet de la pile, l'unité de la Tartera est elle aussi une portion de flanc inverse.

Il est remarquable que, dans l'empilement de la nappe de Villefranche, les flancs inverses prédominent globalement sur les flancs normaux, ce qui montre bien l'importance majeure du plissement précoce.

Les chevauchements séparant les unités de la nappe de Villefranche recoupent les plis couchés sous un angle en moyenne modéré. Par exemple, le chevauchement de Roca Roja - Roque Fumade est remarquablement parallèle au flanc inverse du pli de la Coma del Tallat, mais par ailleurs il recoupe nettement les plis de Roca Roja au Nord-Ouest et de Roque Fumade au Sud-Est. D'une manière générale, les chevauchements sont obliques sur – et sur le versant Nord moins pentés que – les plans axiaux des plis, de telle sorte que du N vers le S ils grimpent dans l'empilement des plis. Il est également à noter que le chevauchement de la Tartera et probablement celui de Roca Roja entraînent sous eux un peu de Culm.

De manière générale, les chevauchements tranchent donc cartographiquement les plis couchés de manière quelque peu désordonnée – il est difficile de voir dans ce dispositif de simples plis de propagation de faille, par exemple –, avec des déplacements certainement importants que l'on peut supposer du NNE vers le SSW, bien qu'il y ait peu d'indications cinématiques précises (cependant, cette direction est suggérée par les intersections – *cut-off lines* – entre le chevauchement du Coronat et des carrières et celui de Roca Roja - Roque Fumade : ces intersections sont orientées N110-120°E). La structure générale du Dévonien-Carbonifère carbonaté évoque une structure de type *duplex*, entre le Silurien noir à la base, visible au moins localement aux Horts au Sud-Est, et au sommet le Culm, structure difficile à percevoir car postérieure à la formation des grands plis couchés (voir la discussion in Laumonier, 2017a).

Au total, plis et chevauchements enregistrent un important raccourcissement orthogonal à la direction du massif, NNE-SSW donc, et un transport du NNE vers le SSW.

L'analyse microstructurale – du moins dans l'unité de Roque Fumade – montre (Laumonier, 2017a) que les plis de la nappe de Villefranche sont des plis ultraprécoces P1a, anté-S1c (plis anté-schisteux). Les chevauchements relèveraient de la même phase de déformation, D1a, bien que cela soit difficile à démontrer (cf. *infra*).

8.1.4. La nappe du Conflent

La structure interne de cette unité est mal connue – et difficile à décrypter. Elle paraît pour l'essentiel être en série normale, bien que quelques plis P1a hectométriques couchés à déversés vers le S soient repérables :

- vers le Roc de l'Aigle et au Pla de Campanya, où le contact **s-da/db** est clairement plissé,
- vers le Roc de la Corbatera, où c'est le contact **db/dc** qui est plissé.

Le petit **contact plat de la Garrabe** qui amène à diviser la nappe en deux unités est clairement additif et de type chevauchant à l'Est (des traces de Silurien noir sont visibles le long du contact), mais il devient soustractif vers l'W (Font dels Fornells) avant d'être recoupé par la faille normale tardive de Font Ixen. La cinématique serait la même que dans la nappe de Villefranche : raccourcissement NNE-SSW, transport du NNE vers le SSW.

Dans la vallée de Nohèdes, dans la zone de faille de Mérens, la petite **unité de la Nevera**, subverticale, pourrait être la réapparition de la nappe du Conflent.

8.1.5. Le chevauchement de Villefranche et le contact du Conflent

Il résulte de l'analyse complète du Synclinal de Villefranche (Laumonier, 2004, 2017a) que les contacts tangentiels majeurs de Villefranche et du Conflent ne sont peut-être pas du même type.

- Le **chevauchement de Villefranche**, entre les nappes de Villefranche et du Conflent, est incontestablement un véritable chevauchement à vergence S, vraisemblablement contemporain des chevauchements internes des nappes de Villefranche et du Conflent, et antérieur au développement de la schistosité régionale Sr/S1c ; il serait donc à ranger parmi les structures D1a ;

On peut encore noter, relativement au chevauchement de Villefranche :

- qu'il est souligné par l'**écaïlle** de Silurien noir **des Horts**, associée à l'unité de Badebany ;
- qu'il est jalonné, au Sud de Roque Fumade, par deux petites écaïlles de Marbre de Villefranche (dans lesquelles on peut voir la terminaison de l'unité de Badebany) ;
- que la petite **klippe du Roc St-Marc**, faite de marbre de Villefranche, à l'W des Horts, située au-dessus de la nappe du Conflent, est probablement à rattacher, elle aussi, à l'unité de Badebany.

- Le **contact du Conflent**, qui sépare la nappe du Conflent de l'Autochtone relatif, est également à vergence S mais plus précisément SSE. Il est plus jeune (fini-D1 = D1') que les chevauchements précédents, car :

- vers l'Ouest (vallée d'Évol), il recoupe le chevauchement de Villefranche, ce qui entraîne la disparition de la nappe du Conflent ;
- il est clairement associé aux microstructures de type plans striés, postérieurs à la schistosité S1c et qui permettent de définir le stade fini-D1 (D1'), stade ultime des déformations précoces (Laumonier, 2017a).

Géométriquement, malgré le fait qu'il est soustractif – il supprime la partie haute de l'Ordovicien supérieur de l'Autochtone relatif et le Silurien noir –, on pourrait sans difficulté interpréter le contact du Conflent comme un chevauchement recoupant un mégasynglinal précoce de l'Autochtone relatif situé sous la nappe du Conflent. Cependant, le fait que le stade fini-D1 (D1') semble être extensif (Laumonier, 2017a) laisse ouverte la possibilité qu'il s'agisse d'un détachement plutôt que d'un chevauchement, d'où la dénomination de "contact" du Conflent, assez neutre et qui ne préjuge pas de sa signification exacte, qui reste à préciser.

8.1.6. Conclusion

L'étape précoce de la tectonique hercynienne est fortement polyphasée. On peut y distinguer, à l'échelle cartographique, quatre stades :

- formation des grands plis couchés de la nappe de Villefranche et des plis plus modestes de la nappe du Conflent et de l'Autochtone relatif ; c'est le premier stade de la déformation précoce (D1a) ;
- jeu des chevauchements internes aux nappes de Villefranche et du Conflent, et jeu du chevauchement de Villefranche (D1a également) ; la phase D1a peut ainsi être considérée, globalement, comme un épisode de plis et chevauchements ayant formé un *fold-and-thrust belt* ;
- phase schisteuse majeure avec formation de la schistosité régionale S1c et des plis associés, de taille modeste (D1c) ; la schistosité S1c recoupe clairement les plis P1a qui sont donc des plis "anté-schisteux" ;
- jeu du contact – possible détachement – du Conflent (D1' ou fini-D1).

8.2. Les structures hercyniennes tardives (D2-D3)

Il est question dans cette section des structures tardihercyniennes, post-D1, dites aussi "postschisteuses" car c'est la déformation de la schistosité S1c qui les enregistre le mieux.

8.2.1. Les premiers plis tardifs (D2a)

La première phase de déformation hercynienne tardive (D2a) entraîne, localement, la verticalisation, voire le renversement au S de la schistosité S1c et de la stratification Ss quand elle est proche de S1c. Les plis P2a sont des plis hectométriques, orientés N100-120°E, avec des plans axiaux faiblement pentés S ; il s'agit donc de plis déversés au N. On peut les observer, notamment :

- dans les schistes de Jujols du Sud-Conflent, en rive droite du Correc de Bruguera - Comall de Claraneil et du Torrent de Fontixen - Comall de Lavall ;
- dans la nappe du Conflent, en rive droite du Torrent des Bonnes, sous le Cortal Solé ;
- en rive droite de la Têt, au Sud et à l'Est de Serdinya.

Les segments quasiment rectilignes des ravins en rive droite desquels s'observent les plis P1 sont superposés à des flexures N150°E qui limitent du côté Est les plis P2a ; il en est de même pour la Rivière d'Évol, à plus grande échelle ; de manière comparable, la Têt se superpose à des flexures N055-075°E. Au Plio-Quaternaire, les flexures D2a ont eu un rôle géomorphologique remarquable – et original – lors du creusement des vallées qu'elles ont localisé. Difficilement perceptible sur la carte, le plissement D2a est par ailleurs essentiel pour l'analyse des plis précoces affectant les schistes de Jujols. Toutes ces questions sont développées dans Laumonier (1975), Guitard *et al.* (1984), Laumonier *et al.* (1984) et Laumonier (2017a).

8.2.2. Le pli (synclinal tardif) de Villefranche (D2b)

La seconde phase tardive (D2b) a fortement modifié la nappe de Villefranche et, nécessairement, la nappe du Conflent sous-jacente (Figs. 5, 7 et 9). L'empilement de ces unités a été ployé en un pli synclinal plurikilométrique droit, assez ouvert (environ 90°), arrondi et symétrique (les pendages sont en moyenne de 45°, vers le N au Sud et vers le S au Nord), orienté N110°E, le **synclinal de Villefranche**. Le plan axial, subvertical, passe par la ligne de crête ou légèrement au Nord de celle-ci ; l'axe présente un faible plongement ESE.

Le flanc Sud du pli – abstraction faite des plis P2a – vient en continuité du flanc Nord de l'anticlinal tardif décakilométrique de la Carança, au Sud du domaine étudié (Guitard *et al.*, 1998) ; l'anticlinal du Canigou, à l'Est de la faille de Py, est également un pli P2b. Le flanc Nord du pli, penté au S, occupe sensiblement tout le versant Nord du massif, sur une largeur d'environ 2 km. Au Nord, le retour anticlinal du pli de Villefranche (**anticlinal de la Murgulla**) coïncide approximativement avec la zone des Dolomies grises, entre la faille des Fonts et la faille d'els Tallats (cf. § suivant et coupes). Au-delà de la faille de Mérens, la zone anticlinale est également visible, dans la Formation d'Évol, à l'Ouest de Nohèdes (vers la Fargue, la zone de la Comall de la Ruidera étant à pendage S) et à l'Est (vers Betllans-Conat, hors carte) : la zone anticlinale est donc recoupée très obliquement et disloquée par la faille de Mérens (Laumonier, 1984, 2017a).

Globalement, à l'échelle régionale, le synclinal de Villefranche est un pli tardif d'importance moyenne : le flanc à pendage S est large d'environ 2 km et l'amplitude est au plus de 2 km, c'est-à-dire moindre que le rejet de la faille de Mérens (cf. *infra* et Laumonier, 2017a).

8.2.3. La faille de Mérens (D3)

La zone de faille de Mérens, large 200 à 300 m, est formée de deux failles parallèles orientées N105°E et à très fort pendage N :

- au Nord, la **faille de Mérens** s.s, la plus importante ;
- au Sud, la **faille d'els Tallats**, limitant du côté Sud l'unité de la Nevera.

Plus au Sud, la petite **faille des Fonts** (Font de Tresina, Font del Grillot) est une faille satellite de la précédente.

La faille de Mérens a fonctionné, principalement, au stade tardihercynien final (D3). De belles phyllonites, surtout visibles dans les alternances pélitico-calcaires de l'unité de la Nevera, confirment le jeu inverse de la faille, déjà bien visible sur les coupes. Mais il s'agit d'une faille polyphasée : un jeu inverse est envisageable dès D2b (Laumonier *et al.*, 2010) et un rejeu, également inverse, est probable à l'Alpin ; enfin, un rejeu normal néogène est attesté (cf. *supra*, § 7.3.). Le rejet inverse de la zone de faille de Mérens est plurikilométrique – c'est d'ailleurs à lui, plus qu'au synclinal tardif (D2b) de Villefranche, que la région doit son allure synclinale cartographique –, tandis de le rejeu normal est plurihéctométrique seulement.

8.2.4. Le (les) filon(s) de microdiorite

Dans la nappe de Villefranche, le grand filon de microdiorite, orienté N150°E, subvertical, long de plus de 2 km, recoupe l'empilement des unités tectoniques mais n'est que très peu morcelé par les failles tardives : il est très clairement post-D1. Il est également post-D2 car il semble bien couper le synclinal (D2b) de Villefranche. Mais au S du Roc de Sant Julià, il bute contre le chevauchement précoce (D1a) de Villefranche qu'il ne traverse pas, peut-être à cause des contrastes rhéologiques entre les matériaux situés de part et d'autre du chevauchement (pélites du Culm au-dessus, calcaires dolomitiques en-dessous), peut-être aussi du fait d'un faible rejeu très tardif, mal repéré, du chevauchement. De même dans la nappe du Conflent, dans le secteur de Font Ixen, un filon de microdiorite - s'agit-il ou non du même ? – est légèrement décalé par la faille normale très tardive du Cortal Solé (cf. *infra*).

Le (les) filon(s) de microdiorite est (sont) donc, très probablement, pos-D2 (D4 ?). Les relations avec les mylonites (D3) de la faille de Mérens ne sont malheureusement pas connues.

8.2.5. Les failles ultratardives (finihercyniennes) des Hauts de Jujols

La partie haute du versant Sud du massif du Coronat, c'est-à-dire les Hauts de Jujols au sens large, montre un système de failles complexe, polyphasé, délicat à interpréter. Il a déjà été question plus haut des contacts plats majeurs, le chevauchement de Villefranche et le contact (détachement ?) du Conflent, et des chevauchements mineurs (chevauchements du Coronat - carrières et de la Tartera dans la nappe de Villefranche, chevauchement de la Garrabe dans la nappe du Conflent). Il s'agit d'accidents hercyniens précoces. Les failles "longitudinales" étroitement associées aux plis précoces de l'Autochtone relatif sont également précoces, bien que certaines, au NNW de Jujols, aient un fort pendage N (Roc de la Coste, l'Airola) ; elles sont en tout cas antérieures au contact fini-D1 (D1') du Conflent.

D'autres failles, la plupart ayant une composante normale, disloquent les structures précoces sans toutefois les rendre illisibles car les rejets sont toujours faibles.

- Des failles courbes de fort pendage E à N montrent un jeu normal avec abaissement du compartiment nord-oriental ; elles suppriment localement le chevauchement de Villefranche, qu'elles recoupent :

- l'une part de la Collada, passe entre les Rocs de Sant Julià et Llarg, et tourne vers l'E, devenant la **faille du Cortal Solé** ; deux petites failles du même type, assez plates, affectent la barre calcaire du Roc de Sant Julià et celle du Roc Llarg ; l'ensemble paraît enregistrer une extension E-W ;

- une autre faille, moins nette, se développe dans le secteur du Peirò ; une branche, E-W, passe au Nord de Font Ixent, l'autre branche, NW-SE, rejoint le détachement du Conflent dans le Correc de Fontixent ;

- la **faille du Roc de la Sagalisse**, qui rejoint le chevauchement de Villefranche dans le secteur des Horts, bien que moins courbe, semble du même type.

- Mais les failles les plus immédiatement visibles sur la carte, sont à tendance N-S et sont transverses aux structures majeures. Leur orientation va de N160 à N030°E ; elles sont subverticales. Certaines de ces failles sont confinées dans la nappe de Villefranche (failles de la Tartera, failles de Roque Fumade et des carrières) et d'autres dans l'Autochtone relatif (failles du Roc de Cantallops, des Molleres Ouest, de Paül Rost) ; d'autres encore décalent le contact du Conflent (voire le chevauchement de Villefranche), comme la **faille de Font Freda - Coll Diagre** (dislocation complexe qui semble se prolonger loin vers le S dans les schistes de Jujols vers le Cassanac) ou la faille du Pla del Farre, ce qui suggère une évolution polyphasée. Le plus souvent, ces failles montrent une composante normale avec abaissement du compartiment oriental, mais les déplacements restent modestes, pluri-décamétriques. Dans tous les cas, la composante décrochante dextre suggérée par la carte n'est sans doute qu'apparente.

Les failles ultratardives, courbes ou "N-S", pourraient être globalement synchrones et relever d'une même phase de déformation extensive affectant le massif, l'extension semblant être E-W. L'âge de cet événement tectonique est difficile à préciser : il peut être finihercynien (D4), permien, et subcontemporain de la mise en place des filons de microdiorite qui ne sont que faiblement affectés, ou plus récent, permien (préalpin donc) ou alpin, ou encore néogène – mais cela paraît moins vraisemblable car les surfaces d'aplanissement ne semblent absolument pas décalées par ces failles. Le versant Nord du massif semble largement dépourvu de failles ultratardives, mais peut-être est-ce en partie à cause de la moindre précision de la cartographie sur ce versant ; on peut toutefois signaler la faille des Graules - Roc de l'Os, E-W et subverticale avec abaissement du compartiment Nord, mais qui peut être liée au synclinal (D2b) de Villefranche. La chronologie relative entre la faille de Mérens et les failles ultratardives ne peut donc pas être directement établie.

8.3. Conclusion

Le Synclinal de Villefranche est donc, abstraction faite du système de failles ultratardives (D4) décrit ci-dessus, un *synclinal tardif de nappes précoces adossé à la faille de Mérens*. On retrouve là les trois éléments majeurs de la tectonique hercynienne des Pyrénées orientales :

- des *structures précoces D1-D1'* (plis couchés, chevauchements voire détachements) à vergence S ;
- des *structures tardihercyniennes D2*, en particulier des mégaplis droits E-W ;
- des failles et des *mylonites finihercyniennes D3*.

D – SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

La signification générale et géodynamique de la structuration hercynienne, ses relations avec les métamorphismes et le plutonisme, à l'échelle de l'ensemble du Synclinal de Villefranche et des Pyrénées orientales, ainsi que les relations entre le Synclinal de Villefranche et les massifs voisins, sont traitées ailleurs (Laumonnier *et al.*, 2010, 2014 ; Laumonnier, 2004, 2015, 2017a). Il n'en sera donc pas question dans cette notice.

E – GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

9. SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

9.1. Matériaux de construction

De nombreuses microcarrières ont certainement été ouvertes pour extraire des *llosas* (ardoises grossières ou lauzes), puis abandonnées, dans les schistes de Jujols et d'Évol (Sud- et Nord-Conflent) ainsi que dans les calcschistes dévonien de la nappe du Conflent, pour la construction des bâtiments, dont les églises romanes de Jujols, Flassa et Nohèdes (Laumonnier et Laumonnier, 2001), des bergeries et des *fetges* (murs de terrasse, innombrables). Aujourd'hui, une seule exploitation est active, de façon intermittente ; elle est située dans les schistes de Jujols, au Serrat d'Oleta, sur le bord de la route montant à Jujols.

Les calcaires dévonien ont également été utilisés de la même manière, notamment pour la chapelle romane de Marignans (et, hors carte, l'église romane de Conat).

9.2. Roches ornementales

Trois types de roche marbrière se rencontrent dans le Dévonien (moyen-)supérieur du Synclinal de Villefranche (nappe de Villefranche) :

- le marbre rose "flambé" ou "flammé" de Villefranche, givétien-frasnien ;
- le marbre "griotte", famennien inférieur-moyen ;
- le marbre "cervelas", dit aussi "fleur de pêcher" ou "belle brèche", famennien supérieur.

- Le **marbre de Villefranche** a été activement exploité, surtout pour la réalisation d'ouvrages d'art et pour l'habitat, sur les communes de Villefranche-de-Conflent, Corneilla-de-Conflent et Ful-la, et l'est encore sporadiquement ; bien que fréquent sur le territoire de la carte, il n'y a jamais été exploité. Près de Villefranche, le marbre cervelas a pu être exploité, plus discrètement.

- Le **marbre griotte**, quant à lui, a été exploité dans la montagne, à Belloc à l'E de la carte, et au-dessus de Serdinya, dans deux carrières difficiles d'accès vers 1600 m, celle de Roc Vermeil, la plus vaste, précédée de grands "terrils" rouges, et celle de Terre Rouge. L'exploitation a été active pendant le dernier tiers du XIX^e siècle (pendant la Belle Époque) et a cessé au tout début du XX^e siècle (Martzluff, 2009 ; Martzluff *et al.*, 2016 ; Giresse *et al.*, 2014). Une minuscule carrière de marbre griotte, abandonnée elle aussi, jamais décrite, existe également 250 m au SE de la Tartera.

10. RISQUES NATURELS

Le risque majeur est représenté par la **torrentialité** et le **risque inondation** le long des principales vallées. Il est lié aux événements météorologiques excessifs. Celui d'octobre 1940, dont la fréquence est présumée bi- ou triséculaire, a laissé des traces spectaculaires sur tout le versant Nord du Coronat, bien visibles sur les photos aériennes qui ont suivi la catastrophe (IGN, mission 1942) et qui le sont encore sur le terrain : laves torrentielles linéaires de toutes tailles, qui ont ramené les talwegs et les couloirs d'éboulis, des crêtes jusqu'à la rivière de Nohèdes, ravinelements et décapage généralisés des anciens dépôts de pente sur les versants. Les versants granitiques du Madres plus à l'Ouest ou les versants schisteux ne montrent à peu près rien d'équivalent. Les dégâts majeurs sont restés localisés à ce versant calcaire très raide, haut de 1000 à 1400 m, localement tapissé d'épais dépôts de pente très sensibles à l'érosion. Il est possible aussi que

cette barrière montagneuse ait localisé un paroxysme pluviométrique local, non enregistré par les pluviomètres : situation banale dans toutes ces perturbations orageuses.

Les **avalanches** concernent aussi, lors des grosses chutes de neige, le versant Nord du Coronat (couloir de Roca Roja) et, hors carte, le versant Nord du Puig Escoutou, dans le prolongement occidental de la bande dévonienne. Les couloirs actifs sont beaucoup plus rares côté Sud. Les dégâts potentiels peuvent affecter seulement la forêt et éventuellement la piste carrossable inférieure de Nohèdes.

Les **glissements de terrain** sont pour l'essentiel hérités et stabilisés, comme le grand glissement de Marignans, mais des événements de petits volumes peuvent affecter les versants raides dans les schistes ou les épaisses colluvions qui les recouvrent en bas de pente, principalement les talus des routes. Les chutes de blocs sont fréquentes depuis les parois de calcaires dévoniens, qui sont particulièrement fracturés et déstabilisés par la végétation arborée et arbustive qui s'y accroche. (Il a fallu équiper de filets de protection la route N 116 dans la gorge de Villefranche, hors carte.)

La **sismicité** ne peut être évaluée que dans un cadre régional plus large, les Pyrénées orientales étant placées en zone à risque faible à moyen. L'événement de référence est le séisme dit d'Olot, en 1428 (intensité IX), qui a endommagé plusieurs édifices romans jusqu'en Conflent. D'autres événements historiques d'intensité VI à VII semblent jalonner la faille de la Têt, mais pas la faille de Mérens. Mais aucune faille sismique n'a été formellement reconnue. La sismicité instrumentale des dernières décennies semble plutôt diffuse sous le Conflent et le massif du Madres-Coronat et ne dépasse pas une magnitude de 4 (Souriau et Sylvander, 2004).

11. RESSOURCES EN EAU

11.1. Hydrologie

L'hydrologie de surface est quasi absente dans le massif du Coronat, hormis les deux cours d'eau affluents de la Têt qui l'encadrent (rivières d'Évol et de Nohèdes), qui sont alimentés par les hautes surfaces granitiques et les anciens cirques glaciaires du Madres et leurs lacs ; leur régime est nival, avec des hautes eaux de fonte des neiges au printemps et éventuellement de brèves crues d'automne liées aux abats d'eau provoqués par les perturbations méditerranéennes ; les averses de printemps et les crues qu'elles produisent peuvent aussi renforcer ou prolonger les effets de la fonte des neiges.

Sur leurs affluents et les talwegs élémentaires, les écoulements dans les ravins calcaires se limitent aux périodes de fortes précipitations. En domaine schisteux les écoulements subpérennes sont présents mais très peu abondants et cessent quasiment tous lors des périodes de sécheresse, principalement en été. Les sources permanentes sont de très faible débit, en domaine schisteux imperméable comme en domaine calcaire, où elles sont très rares : on citera la résurgence de Font Freda, la seule dont le débit moyen approche ou dépasse 1 l/s. Les autres sources en domaine calcaire sont liées à des aquifères très locaux dans les systèmes d'unités superposées et ont un débit précaire (Roque Fumade, les Horts).

Le village de Jujols est alimenté en eau potable par le captage de la Font d'en Pubill, au-dessus de laquelle le synclinal à cœur d'Ordovicien supérieur forme un petit réservoir perché. Pour l'irrigation, à la fin du XIX^e siècle, le torrent de Nohèdes au débouché de l'étang Estelat, où il reste la prise d'eau, a momentanément été capté. Les vestiges du canal, de près de 15 km de long, sont encore visibles à flanc de montagne et notés sur la carte IGN, mais

seule la partie aval est encore en fonction ; elle capte l'eau du ravin de Fontfreda, alimenté en permanence par la résurgence du même nom.

11.2. Hydrogéologie

Le synclinal carbonaté de Villefranche est le siège d'importants réseaux karstiques actifs et hérités (Hez *et al.*, 2015) et contient probablement de grosses réserves hydriques (de l'ordre de 1 Mm³) dans sa portion orientale (Drogue *et al.*, 1983 ; Ducroix, 2009 ; Salvayre, 2010). Le karst souterrain est surtout connu dans la partie Est du massif, où il est représenté par de très vastes réseaux subhorizontaux, développant au total 70 km de galeries et proches du fond des vallées actuelles près de Villefranche (En Gornier, 18 km ; Canalettes, 26 km ; Ambulla, 25 km). Des réseaux similaires mais réduits à des tronçons plus courts, souvent bouchés par des sédiments, des spéléothèmes massifs, voire des rejeux de failles, s'étagent sur près de 900 m de dénivelé. Les systèmes de puits verticaux sont très rares et la karstogenèse semble devoir s'expliquer principalement par des systèmes de pertes sur les principaux cours d'eau allogènes.

Le drainage actif du synclinal est morcelé en systèmes indépendants par les failles récentes et les grandes vallées qui le recoupent. Par exemple (hors carte), le système de Fontrabieuse alimente la résurgence du même nom, en bordure Ouest du fossé du Capcir ; la résurgence de Réal, sur la faille du Capcir, assure la capture karstique, au profit de l'Aude, des eaux du torrent de Sansa, affluent de la Têt ; le système de l'Escoutou est drainé par la résurgence de la Mouline, sur la cluse de la rivière d'Évol. Le massif du Coronat forme une unité hydrogéologique indépendante, sans pertes apparentes issues de la vallée d'Évol en raison d'une remontée de l'imperméable schisteux-calcschisteux dans l'axe de la cluse. La structure synclinale et son approfondissement vers le SE expliquent l'absence de résurgences sur ses marges, tout le drainage semblant s'organiser vers la grosse source dite de Ria, située en amont du pont d'En Gornier, en rive gauche de la Têt (20 l/s à l'étiage) et associée au vaste réseau d'En Gornier et à sa rivière souterraine. L'impluvium est constitué par le massif du Coronat, mais aussi par le bassin du ruisseau de Nohèdes, qui perd une partie de ses eaux là où il recoupe les carbonates du flanc nord du synclinal ; une première perte a été localisée entre Nohèdes et Betllans, au Cortal del Prat (Ducroix, 2009 ; Servièrre, 2010), une seconde entre Betllans et Conat, hors carte (Rio, 2015).

12. OCCUPATION DU SOL

Sur le domaine cartographié, les activités agropastorales se sont considérablement rétractées depuis la fin du XIX^e siècle. Elles n'occupent plus que des espaces très limités sur les communes de Nohèdes, Jujols et Conat : quelques jardins près des villages, de très rares parcelles ensemencées et surtout des terrains de parcours pour ovins, caprins et quelques bovins. Ces terrains de parcours sont principalement localisés sur les versants schisteux, plus rarement sur les carbonates, où le milieu végétal est en train de se refermer, par exemple sur le Pla des Horts. La forêt est massivement concentrée sur les carbonates, majoritairement sur le versant Nord. Son développement a bénéficié d'importants travaux de RTM sur la soulane du Coronat vers la fin du XIX^e siècle. Pour pourvoir la sidérurgie locale (haut-fourneau de Ria) et l'étayage des mines de fer du Canigou, l'exploitation industrielle de la forêt du versant Nord du Coronat, de 1919 à 1950, a brutalement mais temporairement éliminé son couvert forestier. Il est encore possible d'observer sur le terrain les traces de cette exploitation : câbles forestiers abandonnés, assise d'une voie De-

cauville, etc. (Guisset *et al.*, 1990 ; Payré, 1995). Mais les traces de mises en cultures anciennes, sous forme de systèmes de terrasses (*fetges*) ruinées, sont très largement développées jusqu'à plus de 1500 m, en particulier sur les grandes soulans de Nohèdes et surtout de Jujols, Évol et Flassa. Outre le canal de Jujols déjà signalé, plusieurs vestiges de canaux, partiellement fonctionnels parfois, irriguaient certaines parcelles de ces soulans depuis des prises d'eau sur la rivière d'Évol, celle de Nohèdes et même la Têt en aval d'Olette. Hors du domaine cartographié, cette mise en culture a concerné jusqu'aux versants calcaires très raides de la gorge de Villefranche.

Remerciements. B. Laumonier tient à remercier chaleureusement : Gérard Guitard († 2009) qui en 1972 a été à l'origine de mon travail sur les schistes de Jujols et qui l'a suivi attentivement pendant des années ; Marc Calvet, pour sa patience à m'expliquer la géomorphologie des Pyrénées orientales ; Daniel Raymond, pour m'avoir confié longuement ses minutes et ses cartes ; Michel Martzluff, pour ses lumières sur les anciennes carrières ; Yvon († 2013) et Rita Robert de Jujols, et Alain Mangeot de Nohèdes, pour leur amitié et leur soutien indéfectibles.

RÉFÉRENCES

- ALCARAZ F. 1993. La soulane du Mont Coronat (Pyrénées orientales). Histoire et perspectives d'évolution d'un paysage (milieu du XVIII^e siècle - début du XXI^e siècle). *Mém. Maîtrise*, Univ. Toulouse-le-Mirail, 190 p.
- AUTRAN A., GUITARD G., KLIMEK E., CASTERAS M. et CAVET P. 1977. *Notice Carte géol. France (1/80.000), feuille Prades (257)*. Orléans : BRGM, 41 p. Carte par G. Guitard *et al.* (1968).
- BERTRAND L. 1907. Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVII, 118, 365-547.
- CALVET M. 1996[1994]. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. *Mém. B.R.G.M.*, 255, 3 t., 1178 p.
- CALVET M. et 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. et WAINWRIGHT J. (eds.), *Landscape evolution: denudation, climate and tectonics over different time and space scales*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 296, 147-166.
- CALVET M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., HEZ G., BOURLÈS D., GUILLOUC V., DELMAS M. et ASTER Team. 2015. Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. *Geomorphology*, 246, 617-633.
- CALVET M. et DELMAS M. 2014[2012]. Itinéraires géomorphologiques dans la Réserve naturelle de Nohèdes. *Docs. Géol. pyrén.*, 2014-2, 52 p.
- CAVET P. 1957. Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LV, 254, 305-518.
- CASAS J.M. 2010. Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics. *Geol. Mag.*, 147, 674-689.
- CYGAN C., PERRET M.-F. et RAYMOND D. 1980. Le Dévonien et le Carbonifère du "Synclinal de Villefranche-de-Conflent" : datation par Conodontes et conséquences structurales. *Bull. B.R.G.M.*, (2) sect. I, 113-118.
- DALMAYRAC B. 1967. Etude tectonique et microtectonique de la partie orientale du "Synclinal" de Villefranche (P.O.). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris, 70 p.
- DÉGARDIN J.-M. 1988. Le Silurien des Pyrénées : biostratigraphie et paléogéographie. *Soc. géol. Nord, Pub.*, 15, 525 p.
- DÉGARDIN J.-M. (coord.) 1996. Ordovicien supérieur - Silurien. In : BARNOLAS A. et CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition B.R.G.M.-ITGE, vol. 1 - *Cycle Hercynien*, 211-234.
- DROGUE C., LATY A.M. et PALOC H. 1983. Les eaux souterraines des karsts méditerranéens, exemple de la région pyrénéo-provençale (France méridionale). *Bull. B.R.G.M., Hydrol. - Géol. Ingén.*, 4, 293-311.
- DUCROIX P. 2009. Caractérisation des échanges hydriques entre le karst du Mont Coronat et la rivière de Nohèdes. *Rapp. Stage École Polytech., Univ. Montpellier, Dép. Sciences et Technologies de l'Eau & Réserve Naturelle de Nohèdes*, 40 p. <http://www.nohedes-nature.org/mbFiles/documents/etudes/551-483-duc-karst-riviere-noh2009.pdf>
- GIRESSE P., MARTZLUFF M. et CATAFAU A. 2014. Les pierres et les matériaux de construction du Palais des rois de Majorque. Les sources géologiques et leur choix. In : PASSARIUS O. et CATAFAU A. (coords), *Un palais dans la ville*. Vol. 1 : *Le Palais des rois de Majorque à Perpignan*. Trabucaire, 211-247.
- GUISSET C., CORRÉARD M. et coll. 1990. *Évolution réciproque des biocénoses et des activités humaines*. Nohèdes, A.G.R.N.N. / C.P.R.N. / Ministère de l'Environnement, 93 p.
- GUITARD G., CAVET P., AUTRAN A., CASTERAS M., AURIOL L. et KLIMEK E. 1968. *Carte géol. France (1/80.000), feuille Prades (257)*, 2^e éd. Orléans : BRGM. Notice par A. Autran *et al.* (1977).
- GUITARD G., GEYSSANT J. et LAUMONIER B. 1984. Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 1^{ère} partie : analyse géométrique et chronologie des phases superposées. Relations avec le granite de Mont-Louis et le métamorphisme régional. *Géol. France*, 95-125.
- GUITARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B., AUTRAN A., FONTEILLES M., DALMAYRAC B., VIDAL J.-C. et BANDET Y. 1992. *Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095)*. Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Guitard *et al.* (1998).
- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y. et BERGER G.M. 1998. *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095)*. Orléans : BRGM, 198 p. Carte géologique par G. Guitard *et al.* (1992).
- HEZ G., JAILLET S., CALVET M. et DELANNOY J.-J. 2015, *in press*. Un enregistreur exceptionnel de l'incision de la vallée de la Têt : Le karst de Villefranche. *Pyrénées-Orientales – France. Karstologia*, 65.
- LAUMONIER B. 1975. Contribution à l'analyse structurale de la série de Jujols sur le flanc sud du synclinal de Villefranche (Pyrénées orientales). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris VI, 120 p.
- LAUMONIER B. et 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, 177-212.
- LAUMONIER B., GEYSSANT J. et GUITARD G. 1984. Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2^{ème} partie : essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégas-structures. *Géol. France*, 127-147.
- LAUMONIER B. 1984. Les plissements hercyniens tardifs au flanc nord du Synclinal de Villefranche (Pyrénées Orientales, France). *10^{ème} Réun. ann. Sci. Terre, Bordeaux, Soc. géol. Fr. édit.*, 337.
- LAUMONIER B. 1987. Révision de la lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur des Aspres, à l'Est du massif du Canigou ; conséquences stratigraphiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, 611-614.
- 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, 25-38.
- LAUMONIER B. 1994. Les hauts de Jujols (massif du Coronat, Pyrénées orientales). Itinéraires géologiques. *Cah. Rés. nat. Jujols*, 1, 28 p.
- LAUMONIER B. (coord.) 1996. Cambro-Ordovicien. In : BARNOLAS A. et CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition B.R.G.M.-ITGE, vol. 1 - *Cycle Hercynien*, 157-210.
- LAUMONIER B. et LAUMONIER A. 2001. Géologie et art roman : pierres romanes du Conflent (Pyrénées-Orientales). In : MARTZLUFF M. (éd.), *Roches ornées, roches dressées : colloque en hommage à J. Abelanet, Perpignan 24-25 mai 2001*. Perpignan, Presses Univ., 483-496.
- LAUMONIER B. 2002. Sentier de découverte géologique de la Réserve Naturelle de Jujols. *R. N. Jujols*, 8 p.
- LAUMONIER B. 2004. Pliegues y cabalgamientos hercínicos precoces en los Pirineos orientales: el ejemplo del sinclinal de Villefranche. *Geo-Temas*, 6, 3, 271-274.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C. et KISTER P. 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 181, 411-428.
- LAUMONIER B., BARBEY P., DENÈLE Y., OLIVIER P. et PAQUETTE J.-L. 2014. Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphaniens – Autunien p.p.) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Rev. Géol. pyrén.*, 1, 2, 10 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LAUMONIER B. 2015. Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse. *Rev. Géol. pyrén.*, 2, 1, 44 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LAUMONIER B., CALVET M., WIAZEMSKY M., BARBEY P., MARIGNAC C., LAMBERT J. et LENOBLE J.-L. 2015. *Notice explicative, Carte géol. France (1/50.000), feuille Céret (1096)*. Orléans : BRGM., 160 p., 2 pl. h.t. Carte géologique par M. Calvet *et al.* (2010).

- LAUMONIER B. 2016. Carte géologique à 1/25 000 du Synclinal de Villefranche-de-Conflent entre Jujols et Nohèdes (massif du Coronat, Pyrénées orientales, France) : un modèle pour la tectonique hercynienne dans les Pyrénées. *Docs. Géol. pyrén.*, 2016-1. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LAUMONIER B. 2017a., à paraître. Le Synclinal de Villefranche-de-Conflent (Pyrénées orientales, France) : un modèle pour la tectonique hercynienne dans les Pyrénées. *Rev. Géol. pyrén.*, 4, 1.
- LAUMONIER B. 2017b, en préparation. Itinéraires géologiques dans le Synclinal de Villefranche-de-Conflent entre Jujols et Nohèdes (massif du Coronat, Pyrénées-Orientales, France). *Docs. Géol. pyrén.*, 2017-1.
- MAJESTE-MENJOULAS C. et RIOS L.M. (coords.) 1996. Dévonien - Carbonifère inférieur. In : BARNOLAS A. et CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition B.R.G.M.-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, 235-302.
- MARTZLUFF M. 2009. Des pierres pour bâtir. Exploitation traditionnelle du substrat minéral depuis le Moyen Âge aux marges de la plaine du Roussillon (montagne de Rodès, Bouleternère et Ille-sur-Têt). In : PASSARIUS O., CATAFAU A. et MARTZLUFF M., *Archéologie d'une montagne brûlée. Massif de Rodès, Pyrénées-Orientales*. Trabucaire, 299-342.
- MARTZLUFF M., GIRESSE P., CATAFAU A. et DE BARRAU C. 2016. Le marbre griotte des Pyrénées-Orientales : carrières et monuments (XI^e au XX^e siècle). *Patrimoine du sud*, 4; 38-58.
- MATTAUER M., DALMAYRAC B., LAUBACHER G. et VIDAL J.-C. 1967. Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la Chaîne hercynienne : le « synclinal » paléozoïque de Villefranche-de-Conflent (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 265, (D), 1361-1364.
- MENGEL O. et BERTRAND L. 1925. *Carte géol. France (1/80.000), feuille Prades (257)*, 1^e éd. Orléans : BRGM.
- PADEL M. 2016. Influence cadomienne dans les séries pré-sardes des Pyrénées Orientales : approche géochimique, stratigraphique et géochronologique. *Thèse Doct.*, Univ. Sci. Technol. Lille 1, 210 p.
- PAYRÉ D. 1992. *Toponymie de Nohèdes. Inventaire des noms de lieux et interprétation*. Nohèdes, A.G.R.N.N., 121 p.
- PAYRÉ D. 1995. *Mémoires de Nohèdes. Légendes et tradition orale*. Nohèdes, A.G.R.N.N., 211 p.
- PAYRÉ D. 1997. *Toponymie de Jujols*. Réserve naturelle de Jujols, 137 p.
- RANDON C. et CARIDROIT M. 2008. Age and origin of Mississippian lydites: examples from the Pyrénées, southern France. *Geol. J.*, 43, 261-278.
- RIO M. 2015. *Contribution à l'établissement du bilan hydrique du bassin versant de la vallée de Conat et de Nohèdes*. Nohèdes, Réserve naturelle de Nohèdes, Réserve naturelle de Conat, Polytech. Montpellier, 49 p. <http://www.nohedes-nature.org/mbFiles/documents/etudes/551-483-rio-bilan-hydrique-conat-noh2015.pdf>
- ROUSSEL J. 1897. Étude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., C. R. Coll.*, IX, 52, 27--302.
- SAILLANT J.-P. 1982. La faille de Mérens (Pyrénées orientales). Microstructures et mylonites. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris 7, 291 p.
- SALVAYRE H. 2010. *Le livre des eaux souterraines des Pyrénées catalanes*. Trabucaire, 240 p.
- SANZ-LÓPEZ J. 2002. Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. In: GARCIA-LOPEZ S. et BASTIDA F. (eds), *Palaeozoic conodonts from northern Spain*. *Cuad. Museo Geominero*, 1, 367-389.
- SERVIÈRE M. 2010. *Fonctionnement du réseau hydrique de Nohèdes : élaboration d'un protocole de suivi hydrologique de la rivière de Nohèdes*. Nohèdes, A.G.R.N.N., Polytech. Montpellier, 88 p. <http://www.nohedes-nature.org/mbFiles/documents/etudes/551-483-ser-protocole-suivi-hydro-noh2010.pdf>
- SOURIAU A. et SYLVANDER M. 2004. *Les séismes dans les Pyrénées*. Loubatières, 163 p.
- VIDAL J.-C. 1967. Etude tectonique et microtectonique de la partie occidentale du "Synclinal" de Villefranche (P.O.). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Paris, 26 p.