



HAL
open science

Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse

Bernard Laumonier

► **To cite this version:**

Bernard Laumonier. Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse. Revue de Géologie pyrénéenne, 2015. hal-01302546

HAL Id: hal-01302546

<https://hal.univ-lorraine.fr/hal-01302546v1>

Submitted on 8 Feb 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse

The Alpine southeastern Pyrenees (France, Spain); a synthesis

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

RÉSUMÉ

La Zone axiale (ZA) des Pyrénées orientales présente une structure alpine complexe en partie obscurcie par la tectonique néogène, en particulier dans le Vallespir. On identifie dans le socle hercynien cinq chevauchements à vergence S en séquence, soit du N vers le S et du haut vers le bas, trois chevauchements majeurs (chevauchement des Aspres, connu de longue date, chevauchements du Canigou et du Vallespir, plus récemment mis en évidence) et deux mineurs (chevauchements des Albères et du Roc de France). Ces contacts définissent six unités structurales, une unité supérieure (Aspres), deux unités intermédiaires (Canigou, Vallespir) et trois unités inférieures (Albères, Roc de France, St-Laurent-de-Cerdans). Une structuration analogue est visible plus au Sud-Ouest, dans la région de Ribes de Freser. Le découpage losangique dessiné par les chevauchements E-W, NW-SE et NE-SW, dans la ZA orientale, est largement la conséquence d'héritages pré-alpins (failles normales finihercyniennes et crétacées inversées, zones mylonitiques tardihercyniennes à rejeu alpin). Ce dispositif est affecté par une flexure bordière relevant la ZA relativement à la Zone sud-pyrénéenne (ZSP), laquelle est formée de terrains de couverture alpine. Cette flexure a valeur de mégapli de rampe frontale lié à la mise en place de l'unité inférieure la plus profonde (St-Laurent-de-Cerdans). La ZSP est constituée par les unités du Cadí sur lesquelles flottent des allochtones (Pedraforca, Coustouges, Bac Grillera, Biure, Empordà). Les unités du Cadí (ZSP) et les unités de socle intermédiaires (ZA) forment la nappe du Canigou, unité majeure sous laquelle les unités de socle inférieures (ZA) sont visibles dans la fenêtre des Albères (et la petite fenêtre du Freser).

Les allochtones sont déplacés depuis le N et leur patrie est à chercher sur le socle de la nappe du Canigou (ZA). Si les klippen de Coustouges, Bac Grillera inférieure et (?) Biure peuvent être enracinées dans le chevauchement des Aspres (ZA), les autres (en particulier la grande unité de la Pedraforca) ne peuvent pas être enracinées dans la ZA, faute de chevauchement alpin adéquat, verticalisé ou non. Il est donc nécessaire de les enraciner plus au Nord, au N de la Faille nord-pyrénéenne (FNP), sous la Zone nord-pyrénéenne (ZNP) donc. Il en est de même pour la vaste Unité sud-pyrénéenne centrale des Pyrénées centrales.

On montre que cette conclusion, nouvelle et qui invalide largement le modèle structural "standard" (un méga-anticlinal de nappes) habituellement admis pour la ZA depuis 25 ans pour l'interprétation du profil ECORS-Pyrénées, est possible à deux conditions: (i) qu'il ait existé dans les Pyrénées centro-orientales une tectonique tangentielle majeure précoce (Éocène inférieur s.l.) à vergence S qui a transporté le rift crétacé et la partie européenne de la chaîne (la ZNP actuelle) sur sa marge Sud ibérique (ZA), comme cela se voit très bien dans les Pyrénées plus occidentales (Béarn, Aragon); (ii) que ce dispositif précoce ait été altéré par la formation et le soulèvement tardifs (Éocène supérieur s.l.) de la ZA par le jeu conjoint de la flexure bordière au Sud et de la FNP au Nord; la ZA actuelle apparaît en fenêtre sous un complexe d'unités tectoniques supérieures (ZNP, allochtones méridionaux).

Mots clés: Pyrénées orientales, orogénèse alpine, Éocène, Zone axiale, Zone sud-pyrénéenne, Faille nord-pyrénéenne, chevauchement, anticlinal de nappes, allochtone, Pedraforca, Unité sud-pyrénéenne centrale, héritage structural

ABSTRACT

In the eastern Pyrenees, the Axial Zone (AZ) shows a complex Alpine structure partly obscured by the Neogene tectonics, more particularly in the Vallespir area. Five south-verging, in sequence thrusts are identified in the Hercynian basement. From N to S and top to bottom, there are: three major thrusts (the well established Aspres thrust, the more recently recognized Canigou and Vallespir thrusts) and two minor thrusts (Albères and Roc de France). These contacts delimit six tectonic units, an upper (Aspres), two middle (Canigou and Vallespir) and three lower (Albères, Roc de France and St-Laurent-de-Cerdans). A similar structure is reported further southwest in the Ribes de Freser area. The rhombic pattern drawn by the Alpine E-W, NW-SE and NE-SW directed thrusts in the eastern Axial Zone largely results from pre-alpine heritage (inverted late-Hercynian and Cretaceous normal faults, late-Hercynian mylonitic zones reactivated during the Alpine events). A S-dipping monocline affecting this thrust system limits the AZ and the South-Pyrenean Zone (SPZ), the AZ being raised with respect to the Alpine cover rocks of the SPZ. This monocline corresponds to the short limb of a large ramp anticline linked to the emplacement of the lowermost unit (St-Laurent-de-Cerdans). The SPZ is made up of the Cadí units overlain by allochthonous units (from W to E: Pedraforca, Coustouges, Bac Grillera, Biure and Empordà). The Cadí units (SPZ) together with the associated middle basement units (AZ) form the Canigou nappe, a major unit below which are visible the lower basement units (AZ) in the Albères tectonic window (and in the small Freser window).

The South-Pyrenean allochthons moved from N to S and their origin is likely to be found on the basement of the Canigou nappe (AZ). Except the Coustouges, lower Bac Grillera and (?) Biure small allochthons that may be rooted in

the *Aspres thrust* (AZ), it is not possible to root the other allochthons (especially the large *Pedraforca unit*) in the AZ due to lack of suitable Alpine thrusts. Therefore, we are obliged to root them farther north, i.e. to the north of the North Pyrenean Fault (NPF). It is the same for the large South-Pyrenean Central Unit in the Central Pyrenees.

Although it invalidates the model commonly accepted since 25 years for the interpretation of the "ECORS-Pyrenees" seismic profile (with a large antiformal stack in the AZ), we show that this new interpretation is reasonable on two conditions: (i) an early (Lower Eocene s.l.), major, south-verging tangential tectonic regime should have existed in the central-eastern Pyrenees, which carried the European part of the chain (now the NPZ) together with the Cretaceous rift onto the South-Iberian margin (i.e. the AZ); this is clearly visible in the western-most Pyrenees (Béarn, Aragon); (ii) this thrust system should have been modified by the late (Upper Eocene s.l.) formation and uplift of the AZ, due to the combined effects of the bordering monocline to the South and the NPF to the North. If this were the case, the present-day AZ forms a tectonic window under a system of upper units (NPZ and southern allochthons).

Keywords: Eastern Pyrenees, Alpine orogeny, Eocene, Axial Zone, South-Pyrenean Zone, North-Pyrenean Fault, thrust, antiformal stack, allochthon, Pedraforca, South-Pyrenean central unit, structural heritage

Référence 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/>

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	3	<i>C – La structure alpine des Pyrénées centrales</i>	
<i>A – Généralités sur les Pyrénées sud-orientales</i>			
1. Travaux antérieurs	3	10. Introduction	26
2. Les structures postalpines néogènes	6	11. La ZA centrale	26
3. Les structures préalpines	6	11.1. Le chevauchement et la nappe de Gavarnie	26
3.1. Les structures sardes médio-ordoviciennes	6	11.2. L'unité de Benasque	27
3.2. Les mégastructures hercyniennes	6	11.3. Les unités de l'Orri et de Rialp	27
• Les structures précoces	6	11.4. Notion d'unité axiale centrale (UAC)	28
• Les mégaplis hercyniens tardifs	8	12. La zone des Nogueras	28
3.3. Les zones mylonitiques tardihercyniennes et leur rejeu alpin	8	13. La ZSP centrale	28
3.4. Les failles normales stéphano-permiennes à paléogènes	8	13.1. L'unité et le chevauchement du Mont Perdu	28
4. Les structures alpines	9	13.2. L'Unité sud-pyrénéenne centrale (USPC)	28
4.1. Généralités	9	<i>D – Modèle général de la structure alpine des Pyrénées centro-orientales</i>	
4.2. Le socle hercynien et sa couverture alpine	9	14. Importance des déformations alpines dans la ZA	29
<i>B – Les structures alpines des Pyrénées sud-orientales</i>		14.1. La schistosité hercynienne majeure et sa déformation alpine	29
5. Le découpage structural alpin	11	14.2. La déformation alpine des mégastructures hercyniennes	30
6. La flexure bordière, limite entre la ZA et la ZSP	14	14.3. La ZA centrale n'est pas un méga-anticlinal alpin mais un bloc soulevé	30
7. Les structures alpines de la ZA orientale	14	15. Comparaison de la structure alpine des Pyrénées orientales, centrales et occidentales.	31
7.1. Le chevauchement et l'unité des Aspres	14	16. Relations entre les allochtones sud-pyrénéens, la ZN et les socles de la ZA	31
7.2. Le Conflent, un nœud tectonique hercynien, alpin et néogène	15	16.1. Présentation du problème et diversité des solutions possibles	32
7.3. Le chevauchement et l'unité du Canigou	16	16.2. L'USPC et l'unité de la Pedraforca	33
7.4. Le chevauchement de Ribes-Camprodon	17	• Le modèle de M. Séguret (1972)	33
7.5. Le chevauchement du Vallespir et les unités du Vallespir et de Planoles	18	• Le modèle de J.A. Muñoz (1992)	33
7.6. Le chevauchement et l'unité du Ripollès	19	• Le modèle de J. Vergés (1993)	33
7.7. Le chevauchement du Roc de France et l'unité de St-Laurent-de-Cerdans	19	• Le modèle de B. Laumonier (2015)	34
7.8. Les unités du Roc de France et des Albères	20	• Conclusion	34
7.9. La rampe du Tech, une rampe alpine majeure	20	16.3. La Zone des Nogueras (ZN)	35
7.10. Le duplex de Freser et l'unité de Ribes de Freser	21	16.4. Les klipptes de Coustouges, Bac Grillera et Biure	35
8. Les structures alpines de la ZSP orientale	22	16.5. La nappe de l'Empordà	35
8.1. Introduction	22	16.6. Conclusion	35
8.2. Les unités du Cadí 1-2 et du Cadí 3	22	17. Rétrotectonique et paléogéographie	35
8.3. Les culminations anticlinales de la Garrotxa (unité du Cadí 4)	23	17.1. Pyrénées orientales	35
8.4. L'unité profonde de Serrat	23	17.2. Pyrénées centrales	37
8.5. Les unités allochtones (klipptes)	24	18. Discussion : relations entre les allochtones sud-pyrénéens et la ZNP	37
8.6. La faille d'Albanya	24	18.1. Coupe structurale complète des Pyrénées orientales	38
9. La nappe du Canigou et la fenêtre des Albères	24	18.2. La FNP entre ZA et ZNP, un accident alpin tardif	38
9.1. Notion de nappe du Canigou	24	18.3. La structure précoce des Pyrénées occidentales, un modèle pour l'ensemble de la chaîne	38
9.2. Notion de fenêtre des Albères	25	18.4. Conclusion : un nouveau schéma structural des Pyrénées	39
		Conclusion générale	39
		Références	40
LISTE DES FIGURES			
1. Éléments de toponymie des Pyrénées centro-orientales	4	10. Les chevauchements du Canigou et du Vallespir dans le Haut-Vallespir; le duplex de Can Pubill	17
2. Les Pyrénées sud-orientales néogènes	5	11. Deux modèles de découpage structural alpin des Pyrénées sud-orientales	20
3. Grands ensembles lithostratigraphiques des Pyrénées sud-orientales et nomenclature des unités hercyniennes	7	12. Nappe du Canigou et fenêtre des Albères versus nappes des Nogueras-Cadí et de l'Orri	24
4. Contacts alpins ou préalpins à rejeu alpin (failles, chevauchements) des Pyrénées sud-orientales	10	13. Carte structurale des socles de la Zone axiale	25
5. Schéma structural « Alpin » de la carte géologique à 1/50.000 Prats-de-Mollo, légèrement modifié	12	14. Carte structurale de la ZSP centro-occidentale	27
6. Le système des unités alpines des Pyrénées sud-orientales	13	15. Structure alpine de la ZA centrale le long du profil ECORS-Pyrénées	29
7. Nomenclature des unités alpines majeures des Pyrénées sud-orientales	13	16. Principaux modèles d'origine des allochtones sud-pyrénéens: patrie et enracinement des chevauchements basaux	31
8. Flexure bordière près de Coustouges	14	17. Trois modèles de relations entre l'USPC-Pedraforca et la ZA	32
9. « Faille normale sur quartz » finihercynienne et son inversion alpine	17	18. Les Pyrénées sud-orientales aujourd'hui et au Crétacé supérieur	35
		19. Carte structurale schématique complète des Pyrénées orientales	36
		20. Schéma structural des Pyrénées alpines	37

INTRODUCTION

Les Pyrénées sont on le sait une chaîne alpine résultant de la collision au Crétacé supérieur - Paléogène de la plaque ibérique avec l'Europe. On reconnaît classiquement (p. ex.: Séguret, 1970; Mattauer et Henry, 1974) sur près de 350 km de la Méditerranée au Béarn, c'est-à-dire dans les Pyrénées s.s. sans prendre en compte les Pyrénées (= Massifs) basques, une structure tripartite, avec du N vers le S :

- la **Zone nord-pyrénéenne** (ZNP) au Nord de la **Faïlle nord-pyrénéenne** (FNP); dans cette zone largement constituée de terrains alpins, le socle hercynien affleure dans les massifs dits nord-pyrénéens tel celui de l'Agly à l'Est; la ZNP chevauche vers le N, par le **Chevauchement frontal nord-pyrénéen**, la **Zone sous-pyrénéenne**, c'est-à-dire la bordure méridionale déformée du **Bassin d'avant-pays aquitain**; l'ensemble représente la partie européenne de la chaîne, la FNP étant habituellement considérée comme étant héritée de l'ancienne frontière de plaques crétacée; les deux zones suivantes représentent donc la partie ibérique de la chaîne;
- la **Zone axiale** (ZA), dite aussi **Haute Chaîne primaire**, au Sud de la FNP, majoritairement constituée de terrains hercyniens;
- la **Zone sud-pyrénéenne** (ZSP), essentiellement constituée de terrains alpins; le **Chevauchement frontal sud-pyrénéen** (CFSP) sépare la ZSP de la partie septentrionale plus ou moins déformée du **bassin d'avant-pays de l'Èbre**; dans les Pyrénées orientales, le CFSP est connu sous le nom de **chevauchement de Vallfogona**.

Les Pyrénées orientales de l'Andorre à la Méditerranée, orientées N085°E, sont larges de 70 à 90 km, soit 15 km pour la ZNP, 40 à 55 km pour la ZA (c'est-à-dire plus de la moitié de la largeur de la chaîne) et 10 à 20 km pour la ZSP. Les Pyrénées centrales, orientées N110°E, sont nettement plus larges, 120 à 150 km, la ZSP centrale pouvant atteindre 50 km; cette différence avec les Pyrénées orientales est en partie compensée par un avant-pays déformé oriental large d'environ 50 km. Le présent article concerne en premier lieu les Pyrénées sud-orientales (Fig. 1), c'est-à-dire la ZA et la ZSP à l'Est du méridien de la Seu d'Urgell, soit un domaine de 150 km de long sur 50-70 km de large (environ 8000 km²)¹.

Pour une large part, les principales structures alpines pyrénéennes sont des chevauchements ou des failles inverses à vergence N au Nord de la FNP et à vergence S dans la ZA et la ZSP. Toutefois, la structure alpine des Pyrénées orientales est quelque peu obscurcie par la tectonique postalpine néogène (Fig. 2), en particulier par la formation de bassins néogènes à quaternaires, **bassins intramontagneux** étroits (Conflent, Cerdagne, Capcir) dans la ZA, et surtout grands **bassins littoraux** (Roussillon et Empordà – ou Ampurdan). Deux failles normales néogènes majeures, N060°E à E-W, la **faille de la Têt-Cerdagne** et son relai oriental la **faille de Prades**, ainsi que la **faille du Tech**, et quelques autres failles néogènes de moindre importance, recoupent obliquement la partie orientale de la chaîne et en compliquent la lecture.

Dans la ZSP, les structures alpines ont été abondamment décrites et cartographiées depuis plus de vingt ans grâce aux nombreuses cartes espagnoles à 1/50.000 et aux cartes catalanes à 1/50.000, 1/25.000 et 1/300.000. En revanche, les structures alpines de la ZA, et en conséquence les relations entre la ZA et la ZSP, ont été moins étudiées. Cependant, l'achèvement en 2015-2016 des dernières cartes françaises à 1/50.000 (d'E en W: Argelès-sur-Mer – Cerbère, Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo et Mont-Louis) vient combler cette lacune². Ce sont les résultats

obtenus à cette occasion qui sont synthétisés ici; pour plus de détails, on pourra consulter les notices de ces cartes mais aussi celles des cartes plus anciennes (Prades notamment).

On verra que la structure alpine des Pyrénées sud-orientales présente, par rapport au reste de la chaîne, des caractères originaux tels que le tracé losangique du découpage structural dans la ZA ou encore l'importance des héritages préalpins; on verra aussi que les relations entre la ZA et la ZSP orientales, entre les domaines pyrénéens ibériques sud-oriental et central, et entre le domaine ibérique et la ZNP, posent encore de sérieux problèmes. On verra également ce qu'une meilleure connaissance des Pyrénées sud-orientales apporte à la compréhension de l'ensemble de la chaîne pyrénéenne alpine. D'une certaine manière, on essaiera de répondre à une série de questions très clairement posées il y a près de trente ans dans une publication de J.M. Fontboté *et al.* (1986), dont le titre – *On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern part of the belt* – pourrait parfaitement être celui du présent article dont l'objet principal est en quelque sorte la *mise en cohérence* de la structure alpine des Pyrénées orientales et de celle des Pyrénées centro-occidentales.

On présentera d'abord (*partie A*) quelques généralités sur les structures préalpines, alpines et postalpines, on examinera ensuite en détail (*partie B*) les structures alpines des Pyrénées sud-orientales, puis on indiquera (*partie C*) les grandes lignes de la structure des Pyrénées centrales et enfin on discutera (*partie D*) d'un modèle général de structure alpine de la chaîne pyrénéenne cohérente avec celle des Pyrénées sud-orientales.

A – GÉNÉRALITÉS SUR LES PYRÉNÉES ALPINES SUD-ORIENTALES

1. TRAVAUX ANTÉRIEURS

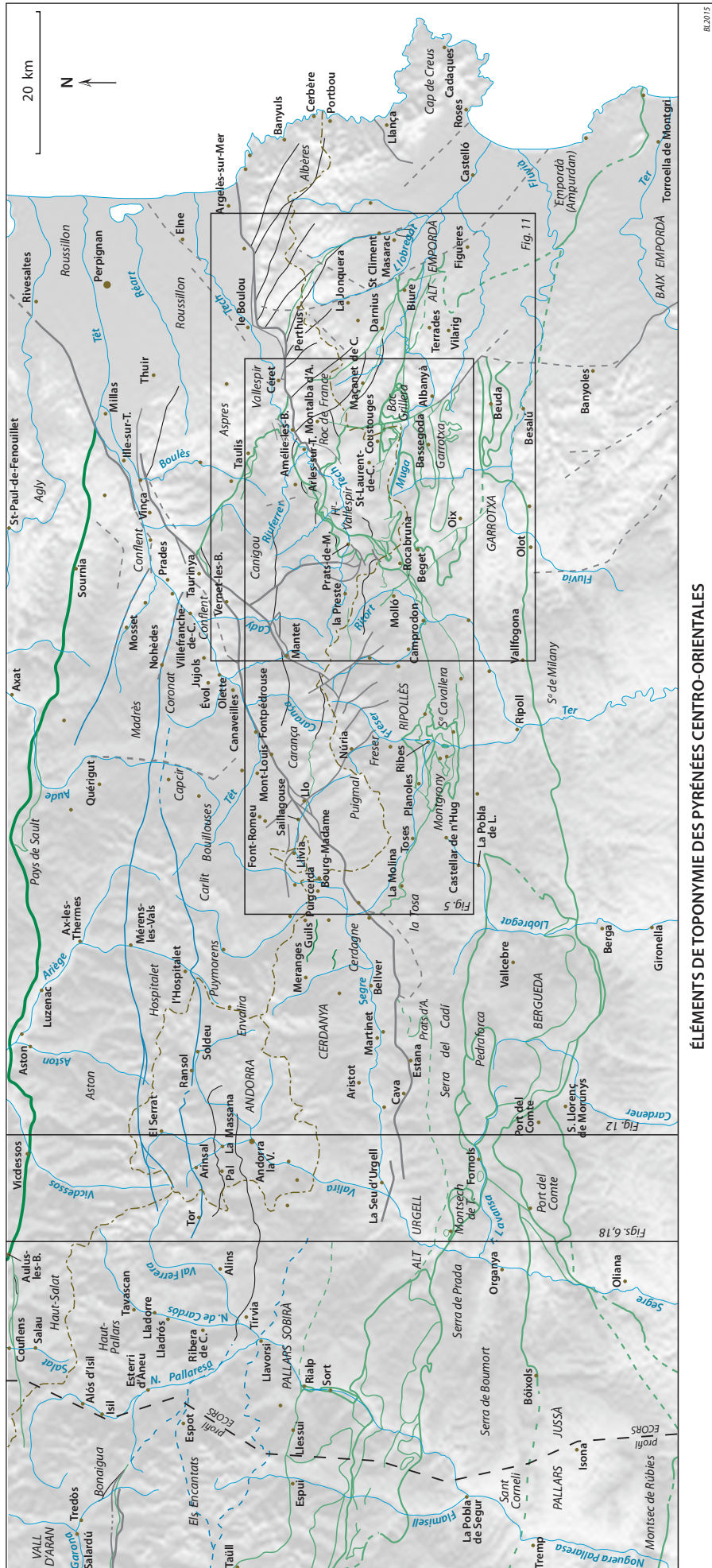
L'existence de recouvrements anormaux alpins est recon- nue – et parfois débattue – depuis longtemps, sur le versant sud-oriental de la chaîne, dans le massif de la Pedraforca et plus à l'Est (p. ex.: Mengel, 1911; Astre, 1924; Dalloni, 1930; San Miguel et Solé Sabaris, 1932; Solé Sabaris, 1933; Ashauer, 1934; Fontboté, 1949; Solé Sabaris *et al.*, 1956; Casteras et Auriol, 1958a; Guérin-Desjardins et Latreille, 1961; Estévez, 1968a,b; Séguret et Vergely, 1969; Séguret, 1969, 1972; Vergely, 1970; Peybernès et Bilotte, 1971; Abril Hurtado, 1972; Solé Sugrañes, 1973; Bilotte *et al.*, 1979) et dans la ZA (Fontboté et Guitard, 1958; Fontboté et Virgili, 1958), notamment dans la région d'Amélie-les-Bains (Bertrand et Mengel, 1925; Autran *et al.*, 1958; Casteras et Auriol, 1958b). Pour un intéressant historique relatif au massif de la Pedraforca, voir Bilotte et Aragonès (2010).

De nombreux et importants travaux sur la ZSP ont été publiés dans les années 1980 à 2000, concernant la région de la Pedraforca (Ullastre *et al.*, 1987; Vergés et Martínez, 1988; Martínez *et al.*, 1988, 1996; Vergés, 1993, thèse; Flinch et Casas, 1996; Martínez *et al.*, 2001; Vergés, 2003; Ullastre et Masriera, 2004), le Ripollès du Freser au Ter (Robert, 1980, thèse; Muñoz *et al.*, 1983; Muñoz, 1985, thèse; Casas et Muñoz, 1987; Muñoz *et al.*, 1988; Martínez *et al.*, 1996), la Garrotxa (Papa, 1984, thèse; Martínez *et al.*, 1989, 1997) et l'Empordà (Bilotte *et al.*, 1979; Pujadas *et al.*, 1989).

une couverture harmonisée, complète et moderne des Pyrénées catalanes au Sud de la frontière; ces cartes sont téléchargeables sur le site de l'*Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya*, l'ICGC (http://www.igc.cat/web/ca/igc_cataleg.html). Les cartes espagnoles à 1/50.000 et leurs notices sont accessibles sur le site de l'*Instituto Geológico y Minero de España*, l'IGME (<http://info.igme.es/cartografia/magna50.asp>). Les cartes françaises à 1/50.000 sont accessibles, en lecture seule (mais les notices sont téléchargeables), sur le site InfoTerre du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, le BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/cartes-geologiques>).

¹ Ce domaine correspond sensiblement aux Pyrénées catalanes.

² Les cartes catalanes *comarcales* (régionales) à 1/50.000 (sans notices) offrent



ÉLÉMENTS DE TOPONYMIE DES PYRÉNÉES CENTRO-ORIENTALES

Fig. 1 – Éléments de toponymie des Pyrénées centro-orientales. La plupart des toponymes utilisés dans l'article (toponymes proprement dits, hydronymes, oronymes) sont repérés sur cette carte; pour plus de détails sur le Ripollès et le Vallespir, voir la Fig. 5.

REV. 2015

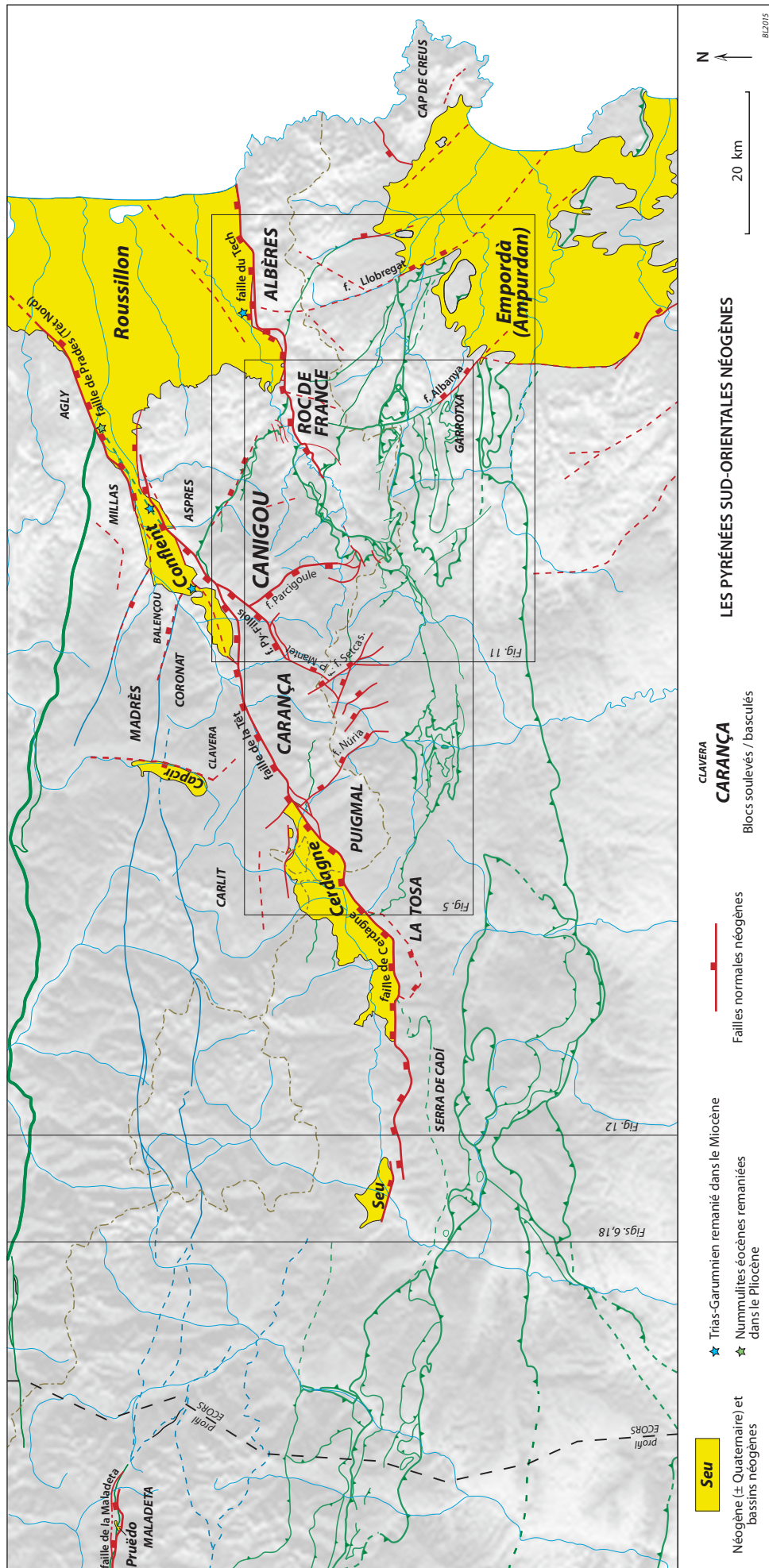


Fig. 2 – Les Pyrénées sud-orientales néogènes. L'argument d'après Calvet (1996).

Il convient aussi de citer des travaux plus synthétiques (p. ex. : Muñoz *et al.*, 1986; Vergés *et al.*, 1995), des travaux axés sur les relations entre la ZSP et l'avant-pays de l'Èbre (Puigdefàbregas *et al.*, 1986, 1992; Clavell *et al.*, 1988; Vergés *et al.*, 1992; Mascle et Puigdefàbregas, 1998; Sans, 2003; Barrier *et al.*, 2010), d'autres sur les relations entre la ZSP et la ZA (Muñoz *et al.*, 1986; Laumonier, 1987a), d'autres enfin concernant les Pyrénées sud-orientales dans leur ensemble (Fontboté *et al.*, 1986; Vergés *et al.*, 1995, 1998; Giménez-Montsant et Salas, 1997; Vergés *et al.*, 2002), sans oublier les notices des cartes à 1/50.000 espagnoles, toutes publiées en 1994. D'autres recherches davantage tournées sur l'analyse des séries sédimentaires mésozoïques (Gaillard et Hantzergue, 2010) ou des séries paléogènes syntectoniques de la ZSP orientale apportent des données essentielles sur l'évolution tectonique (p. ex. : Bilotte, 1982, 1985; Puigdefàbregas et Souquet, 1986; Nijman, 1989; Barnolas, 1992; Burbank *et al.*, 1992; Williams *et al.*, 1998; Barnolas et Gil Peña, 2001; Ramos *et al.*, 2002; Vergés, 2007). De même la thermochronologie basse température peut aider elle aussi à préciser l'évolution tectonique (p. ex. : Maurel *et al.*, 2002, 2008; Whitchurch *et al.*, 2011; Rushlow *et al.*, 2013).

La ZA a fait l'objet de beaucoup moins de publications; elles concernent principalement le "bassin" d'Amélie-les-Bains (Saillant, 1982; Papa, 1984; Casas et Torrades, 2008) et le Vallespir (Laumonier et Baetens, 1986; Laumonier, 1987a).

2. LES STRUCTURES POSTALPINES NÉOGÈNES

Bien que n'étant pas directement concernées par cette étude, il est nécessaire de connaître les principales structures postalpines néogènes, très développées dans les Pyrénées orientales (Fig. 2), pour comprendre en quoi elles perturbent et rendent difficile à interpréter certaines structures alpines antérieures.

Il s'agit principalement de failles normales, largement synchrones de la formation de deux surfaces d'érosion majeures S^0 oligo-aquitaine et S^1 miocène moyen dont la géométrie actuelle renseigne également sur l'évolution postalpine (soulèvements et basculements de blocs, etc.)³. Cette évolution néogène, propre aux Pyrénées orientales, est à associer aux événements oligo-miocènes liés à la formation du golfe du Lion et à l'ouverture du bassin océanique de la Méditerranée nord-occidentale; de ce fait, à l'Est les Pyrénées se terminent brutalement et leur prolongation sous le golfe du Lion reste quelque peu énigmatique. Les connaissances modernes sur l'évolution néogène des Pyrénées orientales sont exposées en grand détail dans la thèse de M. Calvet (1996[1994]). On peut aussi consulter avec intérêt des travaux plus anciens (p. ex. : Birot, 1937; Birot et Guitard, 1971; Huard, 1972; Cabrera *et al.*, 1988; Briais *et al.*, 1990) ou plus récents (p. ex. : Delcaillau *et al.*, 2004; Carozza et Baizes, 2004; Calvet et Gunnell, 2008; Maurel *et al.*, 2008; Calvet *et al.*, 2008; Gunnell *et al.*, 2009; Rushlow *et al.*, 2013).

Les deux principales failles néogènes, $N060^\circ E$ à E-W et à regard N, sont la **faille de Cerdagne** (dite aussi **faille du Segre**) – **faille de la Têt** contre laquelle s'appuient les bassins de type hémigraben de Cerdagne à l'Ouest et du Conflent à l'Est, et la **faille du Tech** limitant au Sud le bassin du Roussillon⁴; la faille de la Têt s.s. est relayée au Nord-Est par la **faille de Prades** (ou **faille de la Têt Nord**), à regard S, qui limite au Nord le bassin du Roussillon. Sur la faille de la Têt se branche la **faille de Py-Fillols**, NE-SW à regard NW, qui coupe en deux le massif du Canigou-Carança, le massif du Canigou au Sud-Est étant davantage

soulevé que le massif de Carança; son prolongement vers le S (**faille de la Portelle de Mantet**) est NNE-SSW mais à regard ESE. On note également et surtout au Sud-Est de la région des failles NNW-SSE orthogonales aux failles de la Têt et du Tech, à regard W comme la **faille de Mariailles - la Parcigoule - Coll de Miracle** dans le massif du Canigou⁵ ou plus souvent à regard ENE comme la **faille du Col de Finestrelles - Núria** – dont l'âge néogène est un peu incertain –, les **failles de Setcasas**, la **faille d'Albanya** limitant à l'Est la zone de la Garrotxa, la **faille du Llobregat** ou **faille de Figueres** associée au bassin de l'Empordà. Les failles N-S (telle la **faille du Capcir** à regard W avec le petit bassin du même nom) sont plus rares. Enfin, certains accidents préalpins comme la faille de Mérens dans le Conflent ou alpins comme le chevauchement des Aspres ont certainement joué en faille normale avec descente du compartiment Nord. Du fait de la tectonique néogène, la ZA en particulier est fragmentée en blocs rigides diversement soulevés (ou abaissés) et basculés: **bloc du Canigou**, soulevé de plusieurs kilomètres et basculé au SE; **bloc de Carança-Puigmal** basculé au SE; **bloc du Carlit** et **bloc du Coronat-Madrès** basculés au SE sous les bassins de Cerdagne et du Conflent; **bloc des Aspres** basculé à l'E sous le bassin du Roussillon; **bloc du Roc de France** et **bloc des Albères** basculés au S par la faille du Tech; etc. Le basculement peut dépasser la dizaine de degrés et il est nécessaire de le prendre en compte pour discuter du pendage de certains chevauchements alpins. Les failles néogènes majeures rompent la continuité des chevauchements alpins dans la ZA, ce qui pose des difficultés d'interprétation comme on le verra plus loin à propos notamment du Conflent (§ 7.2) et de la zone du Tech (§ 7.9).

3. LES STRUCTURES PRÉALPINES

Il importe également d'évoquer les structures antéalpines majeures (Fig. 3), pour au moins deux raisons:

- faire la part de la tectonique hercynienne et de la tectonique alpine dans l'évolution structurale du socle hercynien, et plus précisément apprécier l'importance de l'héritage structural antéalpin pour comprendre la localisation et l'orientation de certains chevauchements alpins;
- utiliser les structures préalpines, en particulier celles qui sont orientées E-W et à fort pendage, comme marqueurs pour évaluer les déplacements alpins N-S.

Il existe quatre catégories de structures préalpines importantes à ce double titre:

- d'éventuelles failles "sardes" médio-ordoviciennes;
- des mégaplis E-W droits à déversés au S hercyniens tardifs (dômes anticlinaux, synclinaux);
- des zones mylonitiques pentées N à NE, généralement inverses-dextres, tardihercyniennes et/ou alpines;
- des failles normales E-W à regard N finihercyniennes et paléogènes, voire mésozoïques.

3.1. Les structures sardes médio-ordoviciennes

L'Ordovicien supérieur, partie inférieure de la série hercynienne s.s. qui va de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère inférieur, est discordant cartographiquement et parfois angulairement (*discordance sarde*) sur la série préhercynienne édiacarienne à ordovicien inférieur (p. ex. : Santanach, 1972a,b; Muñoz, 1985; Laumonier, 1987b; Capellà, 1995; Casas *et al.*, 2004, 2012; Casas

³ La surface culminante S^0 est emboîtée quelques centaines de mètres sous la surface S^1 à l'Ouest, beaucoup moins vers le littoral méditerranéen où les deux surfaces finissent par se confondre (Calvet, 1996).

⁴ Elle est aussi appelée **faille du Roc de France** dans sa partie occidentale.

⁵ La continuité souvent évoquée à travers le Haut-Vallespir entre cette faille et la **faille d'Oix** loin au Sud dans la ZSP (Fontboté et Guitard, 1958; Fontboté *et al.*, 1986; nombreuses cartes catalanes récentes) est totalement infondée; cf. Fig. 5 en particulier).

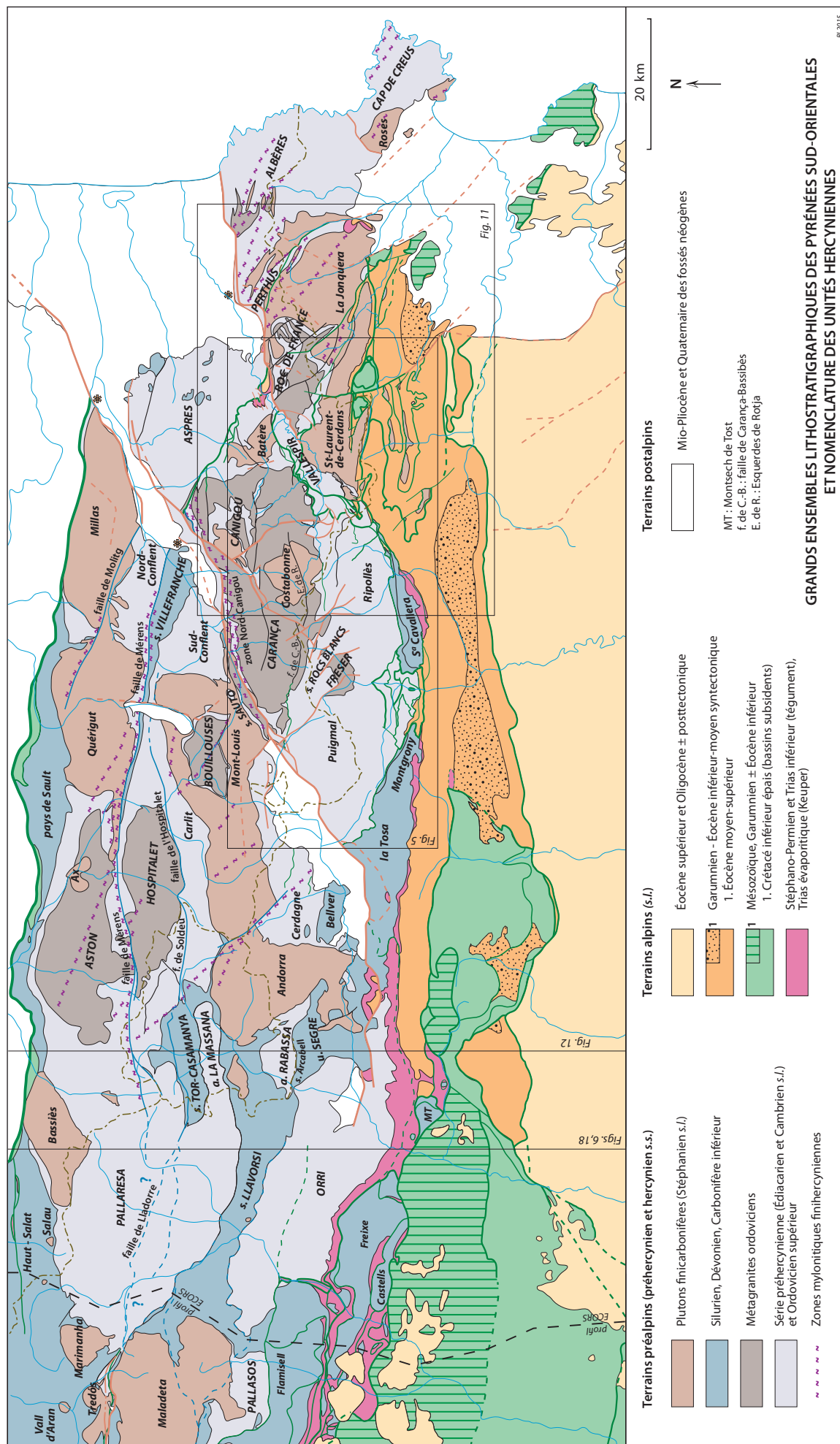


Fig. 3 – Grands ensembles lithostratigraphiques des Pyrénées centro-orientales et nomenclature des unités hercyniennes. Les unités alpines sont précisées sur les Figs. 4 à 6. En rouge : principales failles néogènes ; en vert : contacts alpins majeurs (voir Figs. 4 et 6) ; en bleu : contacts préalpins à rejeu alpin notable ; en noir : autres failles, failles préalpines sans rejeu alpin notable.

et Fernández, 2007 ; Casas, 2010). Cette discordance est liée à la formation de plis et de failles affectant la série préhercynienne et à l'importante érosion intervenue à la suite de ces déformations sardes. On verra que dans un cas au moins (la partie méridionale du chevauchement alpin du Canigou, cf. § 7.3) la tectonique alpine rapproche des domaines où le niveau d'érosion sarde était très différent, ce qui suggère l'existence d'une faille sarde reprise à l'Alpin et doit être pris en compte dans l'évaluation du déplacement alpin sur ce chevauchement.

3.2. Les mégastructures hercyniennes

La structuration hercynienne au Carbonifère supérieur est très polyphasée (pour une synthèse déjà ancienne, voir Carreras et Debat, 1996). Des structures "froides" précoces (D1) se développent avant des structures "chaudes" tardives (D2), ces dernières accompagnant le plutonisme et le métamorphisme de HT-BP souvent intenses dans le socle hercynien pyrénéen (Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010, 2014).

• Les structures précoces

Les grandes structures hercyniennes précoces, namuro-westphaliennes, sont des plis couchés à déversés au S-SW, des chevauchements et des détachements à vergence S ; elles sont de manière complexe associées à une schistosité régionale omniprésente (S1). Il y a peu d'interférences entre ces structures et les structures alpines, sauf localement sous la forme d'un rejeu des contacts hercyniens lorsqu'ils sont favorablement orientés, c'est-à-dire faiblement pentés au N. Il n'y a pas de schistosité alpine notable dans le socle des Pyrénées orientales, à la différence possible de la ZA occidentale (cf. *infra* et chap. 14). Cependant, il peut être difficile de s'assurer de l'âge hercynien de certains chevauchements intrasocle, c'est en particulier le cas du chevauchement de la Serra Cavallera (§ 7.6).

• Les mégaplis hercyniens tardifs

Les déformations hercyniennes tardives (D2), d'âge stéphanien *s.l.*, se caractérisent surtout par un épisode de *doming* (D2b), à l'origine de mégaplis décakilométriques E-W à WNW-ESE droits à déversés au S, qui déforment conjointement les anciennes limites lithologiques majeures initialement subhorizontales (stratification des séries préhercynienne et hercynienne, laccolites granitiques ordoviciens), les structures hercyniennes précoces (schistosité majeure S1, chevauchements, détachements) ainsi que les laccolites hercyniens les plus vieux et les isogrades du métamorphisme hercynien de HT-BP qui d'une manière générale culmine un peu plus tôt (D2a). Il s'agit de brachyanticlinaux environ deux fois plus longs que larges, presque des dômes parfois, à cœur formé de terrains préhercyniens, généralement très métamorphique et/ou orthogneissique, séparés – ou bordés – par des zones synclinales plus étroites et plus allongées dans lesquelles le Dévono-Carbonifère est peut être préservé (Fig. 3). D'W en E, les principaux dômes sont : les *massifs de l'Aston* et *de l'Hospitalet*, séparés par la faille de Mérens ; le *dôme des Bouillouses* (ou *de Mont-Louis*) ; le *massif du Canigou-Carança*, coupé en deux hémidômes par la faille de Py-Fillols ; le petit *dôme du Freser*, au Sud du massif de Carança ; les *demi-dômes du Roc de France* et *des Albères*, incomplets car tronqués par la faille du Tech.

Le Dévono-Carbonifère affleure peu dans la ZA orientale du fait d'un niveau d'érosion de plus en plus profond d'W en E. Il est conservé, d'W en E et du N vers le S, dans : les *synclinaux de Tor-Casamanya* et *de Llavorsi*, et le *massif du Segre* ; le *Pays de Sault* en bordure Nord de la ZA ; la *bande de Mérens* et le *synclinal de Villefranche-de-Conflent*, limités au N par la faille de Mérens ; deux zones synclinales dans le massif des Aspres ; les *massifs de Bellver*, *de la Tosa* et *de la Serra Cavallera* en bordure Sud de la ZA. D'autres zones synclinales existent mais sont dépourvues de Dévono-Carbonifère ; certaines sont orientées ENE-WSW, entre les dômes de l'Hospitalet et de Mont-Louis (prolongement occidental de la bande Mérens), entre ce dernier et le dôme du Canigou-Carança (*synclinal de Sauto*), et entre les dômes du Canigou

et du Roc de France (*synclinal du Vallespir*) ; d'autres sont orientées WNW-ESE, notamment le *synclinal du Perthus* entre les dômes du Roc de France et des Albères, et le *synclinal des Rocs Blancs* entre les dômes de Carança et du Freser.

Il est remarquable que dans la ZA orientale, anticlinaux et synclinaux tardihercyniens dessinent par leurs orientations (N060°E, N090°E, N110°E) et leur alignement général (N110°E) un canevas losangique préfigurant le découpage structural alpin, voire postalpin ; on reviendra sur l'importance de cet héritage hercynien.

Il convient par ailleurs d'insister sur le fait que tous ces mégaplis sont hercyniens, même si certains – surtout les synclinaux, et en particulier celui du Vallespir – ont pu être fortement modifiés par la tectonique alpine. Aussi l'hypothèse parfois avancée selon laquelle, par exemple, le dôme du Roc de France (Liesa et Carreras, 1989 ; Aguilar *et al.*, 2015), voire celui du Canigou ou de l'Hospitalet, pourraient être en partie au moins alpins n'est pas recevable⁷ ; il en va de même pour les grands plis kilométriques N-S visibles à l'Est du pluton de La Jonquera.

3.3. Les zones mylonitiques tardihercyniennes et leur rejeu alpin

Des zones mylonitiques de largeur déca- à hectométrique sont fréquentes dans les Pyrénées, celles des Pyrénées orientales étant les plus spectaculaires (Fig. 3). Leur direction varie de N070°E à N130°E et leur pendage NNW à NE est toujours fort (60-80° environ). Les linéations mylonitiques sont typiquement WNW-ESE. Elles traduisent une cinématique en moyenne dextre-inverse, les zones N070°E étant inverses et les zones N130°E dextres, avec un raccourcissement orienté N150°E environ. Les principales zones mylonitiques sont d'W en E : la *faille de Mérens*, E-W en moyenne, longue de 80 km ; la *zone Nord-Canigou*, N060°E à E-W, coupée par la faille de Py-Fillols ; la *zone du Perthus*, N120°E, formée de nombreuses zones parallèles dans le Nord-Est du massif du Roc de France et le Sud-Ouest du massif des Albères ; la *zone du Cap de Creus*, N110°E, au Nord-Est du massif du même nom. Des zones mylonitiques secondaires, WNW-ESE à NW-SE, traversent le massif de l'Aston, les plutons de Mont-Louis et de Quérigut-Millas, le massif des Albères, etc.

Deux problèmes majeurs concernant ces mylonites sont discutés de manière récurrente depuis des décennies :

- l'âge hercynien et/ou alpin des mylonites ;
- le pendage initial, fort ou faible, des zones mylonitiques ; dans le second cas les zones mylonitiques pourraient être des chevauchements alpins basculés au N.

Les zones mylonitiques recoupent les granitoïdes hercyniens et sont donc plus jeunes que ~300 Ma ; les chevauchements alpins les recoupent ou les font rejouer. Cependant, leur âge a été – et est toujours – controversé (voir à ce sujet les notices Prades et Argelès-sur-Mer – Cerbère). Pour certains auteurs (p. ex. : Geysant *et al.*, 1980 ; Carreras *et al.*, 1980 ; Saillant, 1982 ; Casas, 1984 ; Gleizes et Bouchez, 1989 ; Druguet *et al.*, 2008 ; Denèle *et al.*, 2008 ; Mezger *et al.*, 2012) comme pour l'auteur du présent article, elles sont essentiellement tardihercyniennes (D3), probablement autuniennes, d'après leurs relations avec les structures hercyniennes tardives D2 et du fait que, notamment dans les plutons, elles débent à chaud dans le faciès amphibolite et s'achèvent dans le faciès schistes verts (elles sont clairement rétro-morphiques). Pour d'autres auteurs, elles sont largement ou essentiellement alpines (p. ex. : Lamouroux *et al.*, 1980 ; Soula et Bessière, 1980 ; Soula *et al.*, 1986 ; McCaig et Miller, 1986) ou encore hercyniennes mais avec un rejeu alpin important (Majoor, 1988 ; Soliva *et al.*, 1993 ; Maurel, 2003), d'après les âges Rb-Sr et

⁷ En coupe N-S, l'anticlinal du Canigou (cf. Fig. 10) et surtout, au Sud-Ouest, celui du Freser pourraient faire penser à des anticlinaux de rampe frontale liés au chevauchement alpin du Canigou. Il n'en est rien, il s'agit bien d'anticlinaux tardihercyniens mais qui sont tronqués basalement par le chevauchement.

Ar-Ar crétacé supérieur à éocènes obtenus sur les micas des mylonites; mais ces âges enregistrent-ils le jeu principal des zones mylonitiques ou seulement un rejeu préalpin (crétacé) ou alpin (éocène), voire une simple réouverture des systèmes isotopiques liée à des circulations hydrothermales ? Dans le massif du Roc de France, il semble bien que les (re)jeux alpins sont fragiles-ductiles, froids et localisés, et sont superposés à des jeux plus ductiles, plus chauds et plus répartis, plus anciens, tardihercyniens.

Quant à la cinématique des mylonites (raccourcissement NNW-WWE), elle est en première approximation tout autant compatible avec celle enregistrée à la fin des déformations hercyniennes tardives (transpression dextre) qu'avec celle qui a prévalu pendant les déformations alpines majeures à l'Éocène, ce qui explique la facilité avec laquelle elles ont pu rejouer à l'Alpin et la difficulté d'apprécier la part relative des jeux hercyniens et alpins.

Pour les auteurs enracinant d'importants chevauchements alpins dans la ZA et dans certaines zones mylonitiques, ou bien dans certaines failles inverses de même orientation et cinématique, en particulier les failles de Mérens et de Soldeu-l'Hospitalet qui limitent au Sud respectivement les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet (p. ex.: Muñoz, 1992; cf. chap. 16), il est nécessaire que ces contacts aient été initialement beaucoup plus plats qu'aujourd'hui – en d'autres termes, qu'ils aient ultérieurement été basculés au N. Toutefois, et ce point est discuté depuis longtemps (McCaig, 1986), rien dans la structuration hercynienne ne suggère de tels basculements, tout au contraire (cf. chap. 14). On verra que cela fixe d'importantes contraintes sur la structure alpine de la ZA centro-orientale et plus généralement de l'ensemble des Pyrénées. Ces questions seront examinées dans la *partie D* du présent article.

3.4. Les failles normales stéphano-permiennes à paléogènes

Dans le socle des massifs du Canigou-Carança, du Freser et du Roc de France existent des failles normales E-W (N070-120°E) à pendage N assez fort (60-70° en général) et à rejet pluri-hectométrique voire kilométrique, dont certaines sont clairement superposées à d'importants filons de quartz de même orientation, le quartz étant alors plus ou moins mylonitisé (Fontboté et Guitard, 1958; Casas, 1984; voir la notice Prats-de-Mollo pour plus de détails). Les plus notables de ces "failles normales sur quartz" sont la *faille de Carança-Bassibès* (massif de Carança) et la *faille de Bonabosc-Montferrer* (Sud-Est du massif du Canigou) (Figs. 6 et 9); bien que d'orientation différente (N035°E), la *faille de Py* est du même type, avant son rejeu alpin et néogène. L'âge de ces failles est problématique. Si les filons de quartz sont très vraisemblablement finihercyniens (autuniens), les failles qui les repressent peuvent être également finihercyniennes (et être l'expression dans le socle de la formation des bassins molassiques stéphano-autuniens, cf. Laumonier *et al.*, 2014) ou plus jeunes, éventuellement médiocrétacées; mais elles sont clairement anté-éocènes, certaines étant inversées par les chevauchements alpins, par exemple la *faille de Llo* (§ 7.3). Il est envisageable que la faille de l'Hospitalet soit du même type, mais cela resterait à démontrer.

Plus au Sud, dans la zone de la Garrotxa (§ 8.3), il existe également des failles normales E-W à regard N mais elles sont d'âge éocène inférieur, c'est-à-dire synchrones des premières déformations compressives alpines plus au Nord; elles sont inversées dès la fin de l'Éocène inférieur (Martínez *et al.*, 1989; Pujadas *et al.*, 1989).

4. LES STRUCTURES ALPINES

4.1. Généralités

Les structures alpines majeures sont pour l'essentiel des chevauchements visibles tant dans le socle hercynien de la ZA que

dans la couverture alpine de la ZSP (Figs. 4 et 6) et qui résultent d'une très complexe tectonique tangentielle compressive. Le stade orogénique majeur est d'âge éocène (*phase pyrénéenne*); il est précédé, à la fin du Crétacé, par un stade orogénique précoce (*phase laramienne*) plus discret et localisé. En effet, c'est pour l'essentiel à l'Éocène et jusqu'au début de l'Oligocène, entre ~56 et ~30 Ma, que se construit dans les Pyrénées sud-orientales le *prisme orogénique sud-pyrénéen*, entre la FNP à l'arrière et l'avant-pays méridional plus ou moins déformé.

Il est important de rappeler que la ZSP est par ailleurs remarquable pour l'excellente conservation de la série synorogénique éocène sud-pyrénéenne – appelée ici *série du Cadé*. Après l'épisode continental finicrétacé et paléocène (Garumnien), la série éocène s'est déposée dans un bassin d'avant-pays, marin jusqu'au Lutérien moyen et continental ensuite, migrant vers le S en réponse à la tectonisation progressive des domaines situés plus au Nord (ZA puis ZSP elle-même). Les relations entre cette sédimentation et les structures alpines permettent de dater les stades majeurs de la tectonique: jeu des chevauchements alpins dans la couverture (ZSP) et donc dans le socle (ZA), mise en place des unités allochtones sud-pyrénéennes, développement de la flexure bordière faisant la limite entre la ZA et la ZSP (chap. 6), mais aussi jeu des failles normales synsédimentaires alpines dont l'inversion est liée aux culminations anticlinales de la Garrotxa (§ 3.4 et 8.3).

Le prisme tectonique sud-pyrénéen est formé par l'empilement du N vers le S d'unités chevauchantes, les plus élevées étant généralement les plus anciennes, selon le modèle classique des chevauchements *en séquence*; mais des mouvements rétrochevauchants et des jeux – ou des rejeux – *hors séquence* sont également perceptibles. La structure n'est pas cylindrique, du moins à l'Est du domaine étudié. Elle est compliquée par l'existence de branchements (*branch lines*) de chevauchements, vers l'arrière (Nord), vers l'avant (Sud) ou latéralement (Ouest ou Est), ce qui fait que certaines unités ont une extension limitée et par exemple se relaient latéralement d'W en E, ou encore qu'elles se présentent comme des écaillés de grande taille interprétables comme des structures de type duplex; dans ces cas, le déplacement sur un chevauchement se partitionne lorsqu'il se dédouble. D'autre part, il existe un système complexe de plats (paliers) et de rampes, en particulier lorsque des chevauchements modérément à moyennement pentés dans le socle (rampes) passent vers le S (rampes frontales) à des plats (paliers) subhorizontaux dans la couverture; il en résulte alors des plis de rampe frontale, le plus important de tous étant la flexure bordière (chap. 6). Enfin, l'influence des structures préalpines peut être localement forte, notamment lorsque des failles normales préexistantes ont été inversées en failles inverses ou chevauchantes. C'est en partie à cet héritage préalpin qu'est dû le découpage losangique N060°E et N120°E qui caractérise la structure alpine du socle de la ZA dans la partie la plus orientale de la chaîne, à l'Est du méridien de Camprodon, disposition déjà bien décrite par J.M. Fontboté et G. Guitard (1958).

À une autre échelle se pose la question des déformations alpines pénétratives, en particulier de l'existence de schistosités alpines dans les terrains hercyniens: il semble qu'il n'y ait pas de déformation alpine de ce type dans la ZA orientale (chap. 14), bien qu'à proximité immédiate des chevauchements alpins une lenticulation fragile-ductile puisse apparaître, notamment dans les schistes. De ce point de vue, la ZA orientale est peut-être différente de la ZA occidentale.

4.2. Le socle hercynien et sa couverture alpine

Le trait structural majeur le plus évident sur les cartes à petite échelle est l'opposition entre la ZA et la ZSP. En première approximation, la ZA est constituée de terrains hercyniens et la ZSP de terrains alpins mésozoïques et paléogènes (Figs. 3 et 6). Les terrains hercyniens, d'âge édiacarien à carbonifère inférieur,

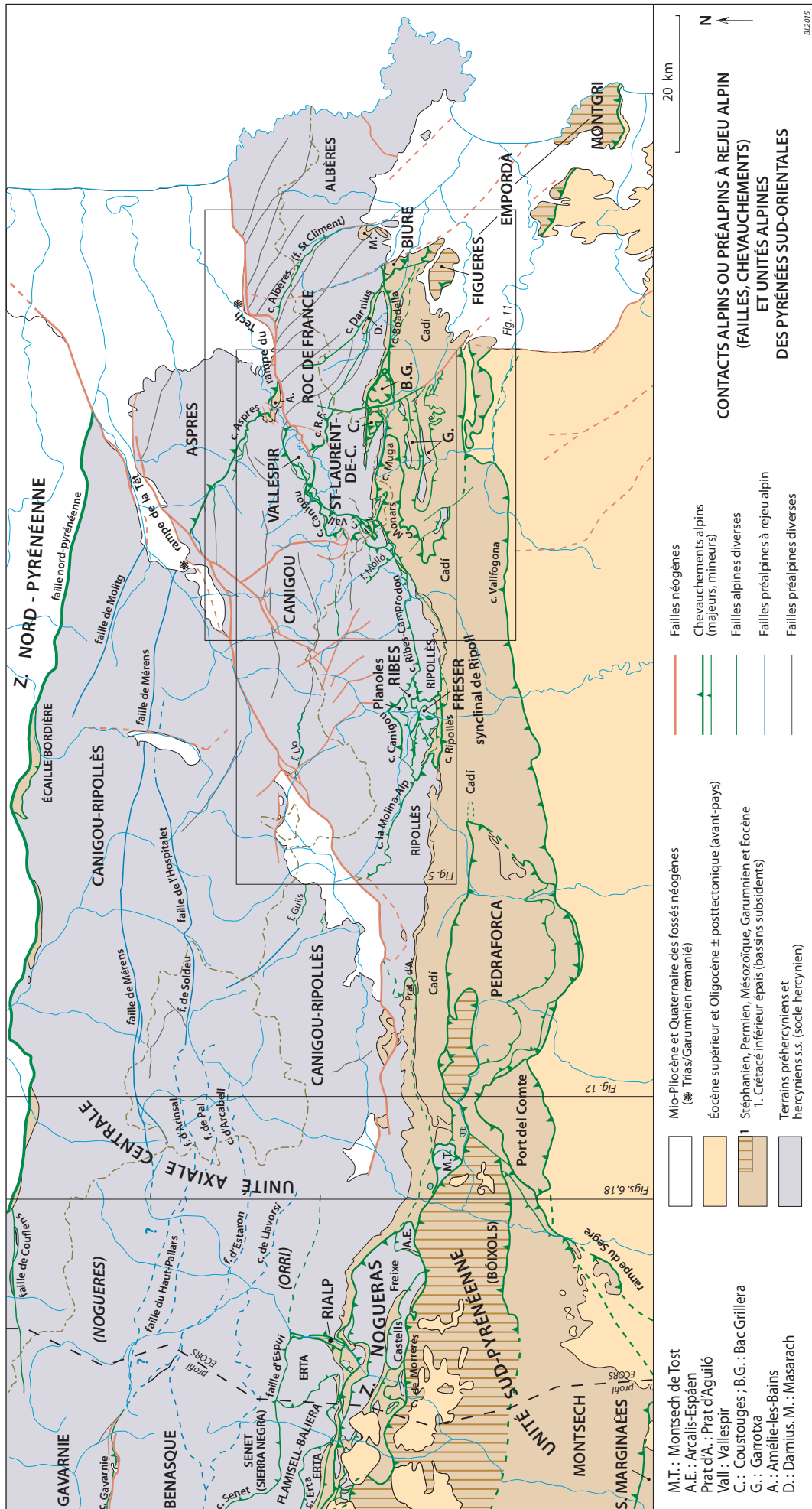


Fig. 4 – Contacts alpins ou préalpins à rejeu alpin (failles, chevauchements) et unités alpines des Pyrénées sud-orientales. Essai de classification des failles et chevauchements des Pyrénées sud-orientales. Dans la couverture de la ZSP, il s'agit de contacts alpins crétacé terminal et surtout paléogènes, en vert. Dans le socle (ZA), il s'agit de contacts essentiellement alpins (chevauchements et failles diverses) en vert, de failles préalpines à rejeu alpin notable ou possible en bleu et de quelques failles préalpines sans rejeu alpin notable. En rouge: failles normales néogènes (voir Fig. 2).

structurés et métamorphisés au Carbonifère supérieur, sont très variés (schistes, micaschistes, marbres, orthogneiss métagranitiques, granitoïdes, etc.). Les terrains de couverture alpins s.s. (anté- à syntectoniques) vont du Trias à l'Éocène supérieur. Le Mésozoïque est très diversement développé: dans la ZSP, au-dessus d'un autochtone relatif à Mésozoïque très réduit et Éocène très développé (série du Cadí) existent des séries allochtones (klippes) à Mésozoïque plus ou moins complet (cf. *infra*). Ces deux ensembles ont valeur respectivement de *socle hercynien* et de *couverture alpine*, et sont soit en contact normal, soit séparés par un contact tectonique, étant entendu qu'il n'existe pas de "*Faïlle sud-pyrénéenne*" qui serait symétrique de la FNP. De plus, entre le Segre et Camprodon des *molasses finihercyniennes* (Stéphanien à Autunien) volcanosédimentaires localement épaisses s'intercalent entre le socle hercynien s.s. (ici, du Dévono-Carbonifère) et la couverture alpine s.s.

Le Néogène est franchement post-tectonique.

La couverture alpine s.s. peut débiter, dans l'Ouest des Pyrénées orientales et ponctuellement à l'Est (Masarac, mais aussi "bassin" d'Amélie-les-Bains), par le Buntsandstein (Trias inférieur grésoconglomératique), ou bien ailleurs et plus souvent elle débute directement par le Garumnien (série détritique rouge maastrichto-paléocène); ce Garumnien – qui autrefois a pu être confondu avec le Permo-Trias – est discordant sur le Dévono-Carbonifère (Ripollès), ou plus à l'Est sur des granitoïdes (plutons de Coustouges, de St-Laurent-de-Cerdans et de La Jonquera dans la ZA; fenêtres de la Garrotxa) ou sur des terrains présiluriens. Stéphanien-Permien, Buntsandstein et Garumnien se présentent souvent comme un *tégument* plus ou moins adhérent au socle s.s., le premier niveau de décollement important se situant dans le Garumnien ou surtout entre le Garumnien et l'Éocène sus-jacent. Le Keuper (Trias supérieur évaporitique), si épais dans la ZSP des Pyrénées centrales où il constitue un niveau de décollement majeur, est souvent absent dans les Pyrénées orientales (il existe cependant dans le "bassin" d'Amélie-les-Bains et dans certains allochtones), ce qui constitue une différence essentielle entre les deux régions.

D'W en E, les relations structurales entre le socle hercynien et la couverture alpine varient cependant beaucoup:

- jusqu'à Fornols à l'Est du Segre se trouve la terminaison orientale de la *Zone des Nogueras* (ZN) des Pyrénées centrales, mélange tectonique de noyaux de socle, de tégument stéphanien et permo-triasique, et de Keuper intercalé entre la ZA et la ZSP (chap. 12);
- ensuite, dans la Serra de Cadí et jusqu'à la vallée de l'Arija (sur environ 40 km), le socle hercynien et sa couverture (molasses finihercyniennes, Buntsandstein mince, Garumnien et série du Cadí éocène) forment un ensemble quasi continu; ici, la limite entre la ZA et la ZSP n'est pas une limite tectonique mais pour l'essentiel une simple limite d'érosion, la couverture ayant été érodée sur la ZA méridionale; certains auteurs cependant (Vergès *et al.*, 1992; Flinch et Casas, 1996; Martínez *et al.*, 1996; Martínez, 2002) envisagent un décollement relativement important sur une quinzaine de kilomètres entre la terminaison de la ZN – et apparemment la prolongeant – et le secteur de Prat d'Aguiló où la limite socle-couverture est redoublée;
- plus à l'Est encore et jusqu'à Biure (environ 75 km), la couverture alpine éocène est toujours désolidarisée du socle hercynien et de son tégument garumnien par des contacts chevauchants dont la complexité et l'importance croissantes d'W en E seront présentées plus loin; ici la limite entre le socle s.l. (ZA) et la couverture (ZSP) est clairement tectonique, surtout de Rocabruna à Biure (environ 40 km);
- enfin, de Biure à la mer (environ 20 km), le contact, masqué par le Plio-Quaternaire du bassin de l'Empordà, est probablement tectonique.

B – LES STRUCTURES ALPINES DES PYRÉNÉES SUD-ORIENTALES

Il s'agit dans cette partie de traiter plus en détail de la structure alpine des Pyrénées sud-orientales. Après avoir présenté dans ses grandes lignes le modèle structural alpin développé dans cet article (chap. 5), on examinera la question de la flexure bordière entre la ZA et la ZSP (chap. 6; Fig. 5), puis on décrira les différentes unités structurales et on en discutera les limites (chevauchements, rampes latérales ou obliques) et les connections. On présentera d'abord (chap. 7) les structures de la ZA, en insistant en particulier sur la signification des chevauchements du Ripollès et de Ribes-Camprodon et sur l'interprétation des zones du Conflent et du Tech. Puis on abordera (chap. 8) les structures de la ZSP et la question de leurs relations avec celles de la ZA. On conclura cette partie (chap. 9) en développant les notions de nappe du Canigou et de fenêtre des Albères.

5. LE DÉCOUPAGE STRUCTURAL ALPIN

Il peut être utile pour le lecteur, avant d'entrer dans le détail de la description des structures et des discussions, de présenter d'emblée dans ses grandes lignes le modèle structural alpin des Pyrénées sud-orientales, ainsi que la terminologie des chevauchements alpins et des unités structurales (Figs. 6 et 7). En fonction des interprétations développées dans l'article et dans l'esprit de la classification introduite naguère par J.A. Muñoz *et al.* (1986), il est possible, ne serait-ce que par commodité, de définir quatre groupes d'unités structurales, soit du haut vers le bas de la pile tectonique et, du moins dans la ZA, du N vers le S:

- les *unités supérieures*, qui sont de deux types:
 - une unité de socle uniquement, dans la ZA: *unité des Aspres*;
 - des unités de couverture uniquement, dans la ZSP, sous forme d'*allochtones* ou *klippes*: *unité de la Pedraforca* (en continuité avec l'Unité sud-pyrénéenne centrale USPC); *unités de Coustouges, de Bac Grillera et de Biure*; *unités de Figueres et de Montgri* ou *nappe de l'Empordà*;
- les *unités intermédiaires*, mixtes, généralement constituées de socle dans la ZA et de couverture dans la ZSP:
 - dans la ZA, à l'Est les *unités du Canigou* et *du Vallespir*, et au Sud les *unités de Planoles* et *du Ripollès*;
 - dans la ZSP, les *unités du Cadí*: *unité du Cadí 1-2* au centre-Ouest et à l'Est, *unité du Cadí 3* et *culminations anticlinales (duplex) de la Garrotxa* (= *unité du Cadí 4*) au centre; il s'agit de l'ensemble de la ZSP sauf les allochtones;
- les *unités inférieures* (ZA), qui sont constituées de socle (ZA) et souvent de tégument garumnien:
 - des unités dont le chevauchement basal est visible: *unités des Albères* et *du Roc de France* à l'Est, *duplex du Freser* (unités de Bruguera et d'El Baell) au Sud;
 - des unités plus profondes dont le chevauchement basal n'est pas affleurant et qui dans la ZA forment l'*autochtone relatif* de la pile tectonique: *unité de St-Laurent-de-Cerdans* à l'Est, *unité de Ribes de Freser* au Sud;
- une unité de couverture ultra-inférieure (ZSP) entièrement cachée (non affleurante): *unité de Serrat*.

Dans la ZA, chaque chevauchement alpin reçoit le même nom que l'unité qu'il porte (*chevauchements des Aspres, du Canigou, du Vallespir, du Ripollès, des Albères, du Roc de France* et *de St-Laurent-de-Cerdans*, ce dernier non affleurant), à l'exception du *chevauchement de Ribes-Camprodon* (ou *chevauchement de la Molina - Alp* plus à l'Ouest) qui est un chevauchement *hors séquence* séparant tardivement au Sud les unités du Canigou s.s.

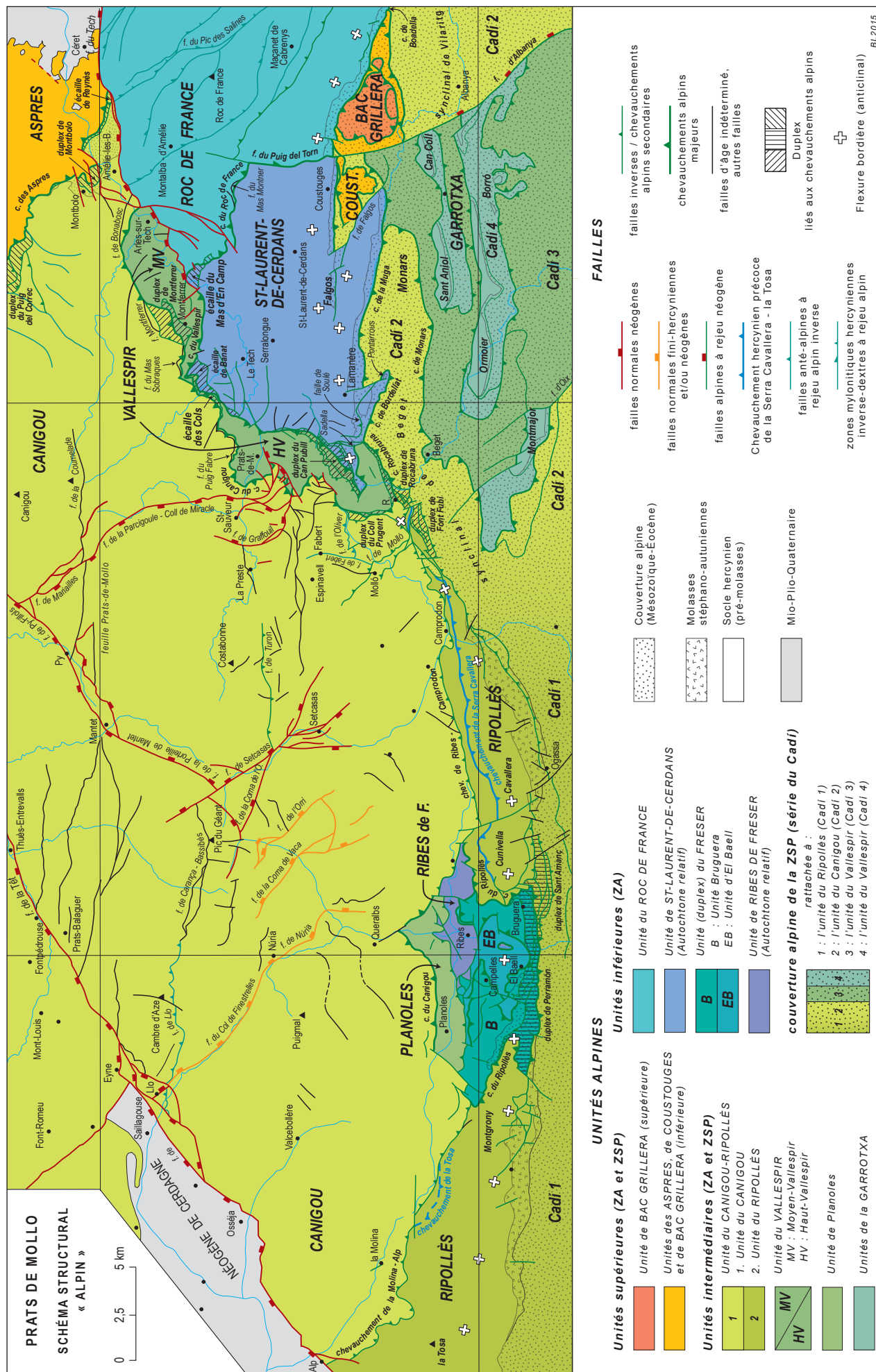


Fig. 5 – Schéma structural « Alpin » de la carte géologique à 1/50.000 Prats-de-Mollo, légèrement modifié. Ce schéma, centré sur la feuille Prats-de-Mollo, concerne le domaine où les structures alpines sont les plus complexes. Il intéresse également une bonne partie de la feuille Arles-sur-Tech à l'Est et de Saillagouse à l'Ouest, ainsi que, au Nord et d'E en W, les feuilles Céret, Prades et Mont-Louis (voir ces cartes et leurs notices). Le domaine situé au Sud de la frontière est pour une large part interprété d'après les feuilles espagnoles à 1/50.000, soit d'E en W : Maçanet de Cabrenys et Olot ; Molló et Ripoll ; Puigcerdà et La Pobla de Lillet.

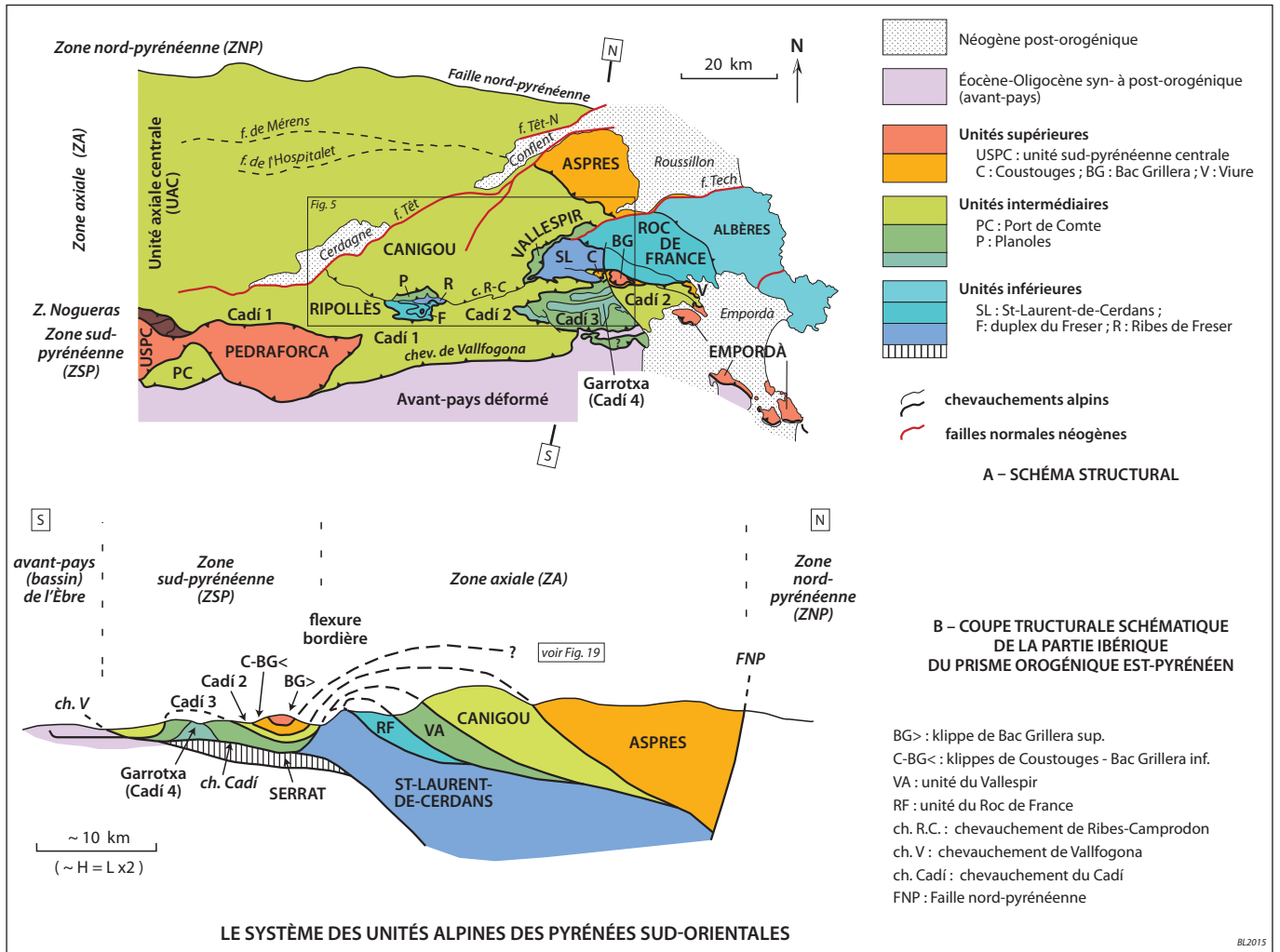


Fig. 6 – Le système des unités alpines des Pyrénées sud-orientales. A : Schéma structural. B. Coupe structurale schématique de la partie ibérique du prisme orogénique est-pyrénéen. La structure n'étant pas cylindrique, aucune coupe réelle ne peut montrer la totalité des unités; de plus, les failles normales néogènes (Tech, Têt) n'ont pas été représentées. Socle hercynien et couverture alpine n'ont pas été différenciés pour mieux faire ressortir la structure chevauchante qui est largement indépendante de l'opposition ZA-ZSP, trait récent de l'évolution structurale alpine et conséquence de la formation de la flexure bordière lors de mise en place de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans; la coupe montre clairement que les unités inférieures affleurent en fenêtre sous les unités intermédiaires et supérieures. La Fig. 19 propose une coupe complétée au Nord et intéressant la ZNP, illustrant le modèle structural général.

Fig. 7 – Nomenclature des unités alpines majeures des Pyrénées sud-orientales.

On appelle "unités" les compartiments essentiellement constitués de socle hercynien dans la ZA et/ou de couverture alpine dans la ZSP. Les unités alpines sont clairement empilées du N vers le S dans la ZA (unités de socle), moins clairement dans la ZSP (unités de couverture). On définit trois "nappes" associant des unités axiales (socle) et des unités sud-pyrénéennes (couverture): nappe du Canigou-Ripollès (unités du Canigou, du Ripollès et du Cadí 1-2), nappe du Vallespir (unités du Vallespir, de Planoles et du Cadí 3-4) et nappe du Canigou qui regroupe les deux précédentes et qui correspond à l'ensemble des unités intermédiaires. Beaucoup d'unités alpines ont une extension limitée, en E-W (p. ex., unités de Planoles, du Roc de France, du Cadí 3-4, duplex du Freser) ou parfois en N-S (p. ex., Vallespir), ce qui est schématiquement indiqué sur le tableau.

(W)	ZA	(E)	(W)	ZSP	(E)	
				Pedraforca	Empordà	Unités supérieures
		Aspres		Bac Grillera > Coustouges Bac Grillera < Viure		
	Canigou			Cadí 1	Cadí 2	Unités intermédiaires
	Ripollès					
	nappe du Canigou-Ripollès					
		Vallespir		Cadí 3		Unités inférieures
	Planoles			Cadí 4		
	nappe du Vallespir					
				duplex du Freser	Albères	
					Roc de France	
				Ribes de Freser	St-Laurent-de-C.	
					Serrat	
				Avant-pays ibérique ± déformé		

et du Ripollès, lesquelles peuvent donc être regroupées sous le nom d'**unité du Canigou-Ripollès**. Dans la ZSP, la terminologie est plus complexe en fonction notamment de l'interprétation des relations avec les chevauchements de la ZA, comme il sera discuté plus loin (*chevauchements de Rocabruna, de Bordellat, de la Muga, de Boadella; unité et chevauchement de Monars; chevauchement du Cadí*; chevauchements basaux des allochtones; etc.).

On établira qu'il existe en première approximation deux unités intermédiaires principales dans les Pyrénées sud-orientales, chacune étant dénommée d'après l'unité de socle (ZA) qui la constitue. Ce sont de haut en bas :

- la **nappe du Canigou-Ripollès**, avec l'unité du Canigou-Ripollès (ZA) et l'unité du Cadí 1-2 (ZSP);
- la **nappe du Vallespir**, avec les unités du Vallespir et de Planols (ZA) et les unités du Cadí 3-4 (ZSP).

De manière plus synthétique encore, on verra qu'il est intéressant de réunir, sous le nom de **nappe du Canigou** (*s.l.*), les deux nappes précédentes. On établira aussi qu'il est possible dans une partie au moins de la ZA centro-orientale de définir une **Unité axiale centrale** (UAC), ainsi dénommée par analogie avec l'Unité sud-pyrénéenne centrale (USPC) de la ZSP, et qui correspond *grosso modo* au socle de la nappe du Canigou.

La nappe intermédiaire du Canigou est donc surmontée par les unités supérieures (Aspres, allochtones sud-pyrénéens) et surmonte les unités inférieures qui apparaissent sous elle dans des fenêtres tectoniques, en particulier dans la **fenêtre des Albères**.

6. LA FLEXURE BORDIÈRE, LIMITE ENTRE LA ZA ET LA ZSP

La limite entre la ZA et la ZSP présente un caractère remarquable : le toit du socle, la base de la couverture alpine (Garumnien ainsi que Stéphanien-Permien et Buntsandstein quand ils existent) et les chevauchements alpins qui par endroits les affectent ont systématiquement un pendage S fort, généralement supérieur à 45°, et peuvent même localement être renversés au N; ce dispositif est spectaculaire, par exemple vers Coustouges (Fig. 8). L'ensemble est donc basculé au S, la ZA étant soulevée relativement à la ZSP, ce qui déjà est une cause de l'érosion de la couverture alpine sur la ZA.

Cette zone basculée correspond à une **flexure bordière**, un double pli en genou à regard S et plans axiaux pentés N, avec au Nord un **anticlinal bordier** en bordure méridionale de la ZA et au Sud un **synclinal bordier** en bordure septentrionale de la ZSP (Fig. 5). La flexure bordière – plus précisément son flanc court – est étroite, moins de 10 km généralement, et son amplitude est sensiblement égale à sa largeur. On peut reconnaître trois segments d'orientation différente, N090°E du Segre jusque vers Ogassa, N070°E d'Ogassa jusqu'au SW de Lamanère et N100°E ensuite jusqu'à l'Empordà. Elle se dédouble dans le secteur de Coustouges à la faveur de la **faille de Falgos**.

L'anticlinal bordier pourrait être dénommé **anticlinal du Freser** à l'Ouest, **anticlinal de Camprodon** au centre, **anticlinal de Lamanère** puis **anticlinal de Coustouges-Boadella** à l'Est. Il n'est pas toujours facile de le repérer dans le socle lui-même, qu'il soit dévono-carbonifère mais avec des pendages S en partie hérités de la tectonique hercynienne dans le Ripollès, ou bien granitique, le marqueur dans ce cas pouvant être la foliation magmatique (Druguet *et al.*, 2008). Il est cependant bien visible au Sud de Ribes de Freser dans la belle fenêtre du Freser où il affecte des chevauchements alpins, au Nord de Rocabruna dans la petite fenêtre du Can Pubill et au Sud-Est de Darnius; dans ces secteurs, l'anticlinal bordier est visiblement un anticlinal de nappes alpines (empilement anticlinal ou *anticlinal stack*).

Le synclinal bordier est très large du Segre jusque vers Ogassa (8 à 5 km d'W en E), c'est le **synclinal de Ripoll** des auteurs; il se

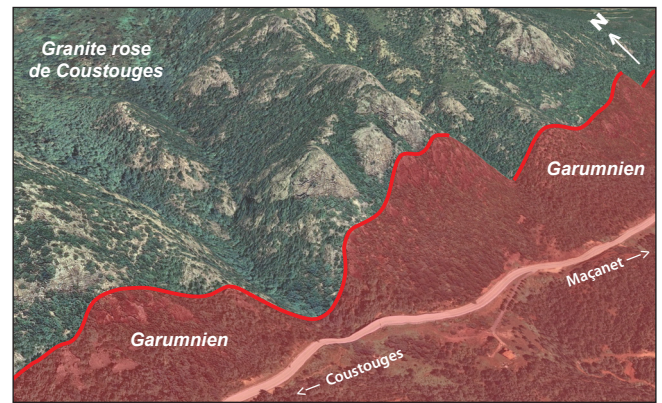


Fig. 8 – Flexure bordière près de Coustouges. Le Garumnien (tégument) est discordant sur le socle granitique, l'ensemble étant fortement basculé au S.

confond avec la totalité de la ZSP et contient à l'Ouest la grande klippe de la Pedraforca. Plus à l'Est, au-delà de Camprodon, la structure se complique, le synclinal de Ripoll *s.s.* filant droit vers l'E avant de s'effacer au Nord d'Olot, tandis qu'au Nord, entre la zone de la Garrotxa et la ZA, apparaît un autre synclinal, plus étroit (environ 2 à 3 km), qui est le véritable synclinal bordier (**synclinal de Beget-Monars; synclinal de Falgos-Boadella** qui conserve les klippes de Coustouges - Bac Grillera).

Définir et délimiter la ZA et la ZSP est donc à la fois une question de tectonique – mais la limite est surtout une mégaflexure plutôt qu'un contact tectonique – et d'érosion – le niveau d'érosion est plus profond dans la ZA que dans la ZSP, la couverture alpine de la ZA ayant été érodée en conséquence de son soulèvement par la flexure bordière. Comme il sera discuté plus loin, la flexure bordière est liée à la mise en place des unités de socle de la ZA les plus profondes (unités de Ribes de Freser au centre-Ouest et de St-Laurent-de-Cerdans à l'Est) et représente le pli de rampe frontale d'un chevauchement alpin non affleurant – sauf à son émergence méridionale où il se confond avec le chevauchement de Vallfogona.

On verra aussi que la limite entre la ZA et la ZSP est localement soulignée par des duplex (Fig. 5) : duplex de Font Fubi et de Rocabruna liés principalement au chevauchement du Canigou (§ 7.3), duplex de Perramón et de Sant Amanç liés au chevauchement du Ripollès (§ 7.6). Ces petits duplex sont eux-même associés à des plis de rampe frontale modestes matérialisant le passage de rampes dans le socle (ZA) à des plats dans la couverture (ZSP). Ils sont antérieurs à la flexure bordière puisqu'ils sont basculés par elle au S ou verticalisés, voire renversés, d'où leur allure de « *têtes plongeantes* » ou de « *faux synclinaux* » (Séguret et Vergely, 1969; Robert, 1980; Muñoz, 1985). La superposition de ces petits plis de rampes frontales lorsqu'ils existent et de la flexure bordière accentue le contraste entre la ZA et la ZSP.

7. LES STRUCTURES ALPINES DE LA ZA ORIENTALE

Dans ce chapitre sont plus particulièrement décrites les structures alpines visibles sur le schéma structural de la figure 5; pour plus de détails, voir les notices des cartes géologiques au 1/50.000 espagnoles et françaises, en particulier celles des feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech.

7.1. Le chevauchement et l'unité des Aspres

Le **chevauchement des Aspres**, anciennement connu sous le nom de **chevauchement frontal du Canigou**, de **faille de Palalda** ou le plus souvent de **chevauchement d'Amélie-les-Bains** (Casteras et Auriol, 1958a,b; Autran *et al.*, 1958; Guitard, 1970; Papa, 1984),

transporte l'unité des Aspres sur l'unité du Canigou⁸. Il est bien visible sur 25 km de la vallée du Llech à Reynès, entre les failles de la Têt et du Tech, avec une direction N125°E très constante mais un pendage NE variable, faible à moyen en général mais s'accroissant à proximité de la faille du Tech. Sous le chevauchement, la couverture alpine du "bassin" d'Amélie-les-Bains (Trias, Crétacé supérieur marin et Garumnien) qui appartient à l'unité du Canigou atteste de son âge alpin, postgarumnien⁹.

Sous le chevauchement des Aspres s'observent des écailles, dans le socle (*écaille de St-Étienne* au Nord-Ouest¹⁰; *duplex du Puig del Correc*) ou le Trias (*duplex de Montbolo*, *écaille de Reynès*). D'après les microstructures associées et le *synclinal d'Amélie-les-Bains*, N090-110°E, qui ploie le Crétacé supérieur et est déversé au S, la cinématique serait N-S à NNE-SSW, le chevauchement étant dans son orientation actuelle un chevauchement faiblement décrochant dextre. Le devenir du chevauchement des Aspres en direction du NW dans le Conflent et du SE dans le Bas-Vallespir, au-delà des failles de la Têt et du Tech, est problématique. La première difficulté est discutée dans le paragraphe suivant (§ 7.2) et la seconde dans le § 7.9. On montrera que l'unité des Aspres est la partie conservée entre deux rampes obliques masquées par les failles néogènes et le bassin du Conflent d'une unité plus vaste.

Le déplacement sur le chevauchement des Aspres est difficile à évaluer mais il est au minimum plurikilométrique au Sud-Est, voire de l'ordre de 15 km si l'on retient le lien classiquement fait avec certaines unités allochtones du versant Sud de la ZA, les klippes de Coustouges et de Bac Grillera inférieure (§ 16.4). Un déplacement aussi important peut paraître incompatible avec le faible niveau d'érosion de l'unité des Aspres et un pendage parfois élevé du chevauchement, ce qui peut cependant s'expliquer de trois manières dont les effets peuvent s'additionner :

- la partie affleurante du chevauchement est une rampe à l'avant d'un contact beaucoup plus plat au Nord-Est sous le massif des Aspres et au Sud-Ouest par-dessus le massif du Canigou ;
- le chevauchement a été basculé vers le NE, dans sa partie vallespirienne, par le jeu du chevauchement du Canigou, *a priori* plus jeune ;
- l'ensemble Aspres-Canigou a également été basculé à l'E par la tectonique néogène.

Dans l'unité des Aspres, sauf à proximité immédiate du chevauchement basal, les déformations alpines sont quasi inexistantes, toutes les grandes structures visibles dans ce massif étant hercyniennes (Laumonier, 1987b). Au Nord-Ouest, dans la vallée du Llech, on admet que les déformations mylonitiques visibles sous le chevauchement sont hercyniennes et non alpines (Geysant *et al.*, 1980).

7.2. Le Conflent, un nœud tectonique hercynien, alpin et néogène

Dans le Conflent, comme cela est abondamment discuté dans la notice Prades, se rencontrent différentes difficultés structurales relevant de la tectonique alpine mais aussi hercynienne, voire néogène :

- que devient le chevauchement alpin des Aspres vers le NW, au-delà de la faille de la Têt ?

- y a-t-il continuité entre la faille de Mérens et le chevauchement des Aspres, de part et d'autre de la faille de la Têt ?
- pourquoi le synclinal tardihercynien de Villefranche-de-Conflent ne se poursuit-il pas au Sud-Est du Conflent, au-delà de la faille de la Têt ?
- pourquoi le granite de Millas et les structures hercyniennes du massif des Aspres ne se continuent-elles pas, respectivement vers le S et vers le N, de part et d'autre des failles de la Têt et de Prades ?
- comment expliquer le décrochement cartographique visible de part et d'autre de la faille de Py-Fillols ?
- peut-il y avoir d'importants décrochements néogènes, alors que les failles néogènes sont réputées normales ou quasi normales ?

Quoiqu'il en soit, il existe une discontinuité majeure NE-SW soulignée, du SW vers le NE, par la faille de Py-Fillols, la faille de la Têt entre Taurinya et Vinça, et la faille de Prades au-delà, et bien sûr par le bassin du Conflent. Son interprétation est complexe, et soulève deux types de problèmes, au Sud-Ouest dans le massif du Canigou-Caraça, et au Nord-Est dans le Bas-Conflent.

• Au Sud-Ouest, la faille normale néogène de Py-Fillols correspond – ou se superpose – à un décrochement cartographique senestre de 10 km des plans axiaux E-W subverticaux des anticlinaux tardihercyniens de Caraça et du Canigou, et de 3-4 km des flancs Nord (matérialisés par l'interface métagranites-métasédiments) moyennement pentés au N de ces anticlinaux ainsi que de la zone mylonitique Nord-Canigou (Fig. 3). Le décalage des flancs Nord et de la zone mylonitique nord-Canigou pourrait s'expliquer simplement – en partie au moins mais sans doute pas en totalité – par le soulèvement/basculé différentiel des blocs Canigou et Caraça au Néogène, sans qu'il y ait besoin pour cela d'invoquer un décrochement important. Par contre, le décalage des plans axiaux des anticlinaux, subverticaux, implique un véritable décrochement senestre d'une dizaine de kilomètres, bien que de manière très surprenante au Sud de la frontière, au flanc Sud de l'anticlinal du Canigou-Caraça donc, on n'observe aucun signe d'un tel décalage de part et d'autre de la faille de la Portelle de Mantet¹¹.

Le décrochement pourrait donc ne pas en être véritablement un, il s'agirait plutôt d'une faille de déchirement (*tear fault*) synchrone du plissement tardihercynien – une *paléofaille de Py* –, dans la mesure où les mégaplis comme celui du Canigou-Caraça sont tardihercyniens, et même si on peut pas exclure un faible rejeu décrochant senestre de cette paléofaille de Py à l'Alpin compte tenu de son orientation (Casas, 1984). Il semble donc que la paléofaille de Py soit associée à un serrage différentiel, l'anticlinal de Caraça étant plus serré que le demi-dôme du Canigou (et ce malgré les apparences en carte, le niveau d'érosion étant moindre pour le premier qui a été le moins soulevé au Néogène lors du rejeu en faille normale de la faille) ; par ailleurs, la torsion antihoraire des structures ductiles hercyniennes dans les gneiss, en particulier de la linéation précoce L1, est cohérente avec un mouvement senestre entre les blocs Caraça et Canigou. Par extrapolation, on trouve là une première explication – au moins partielle – au fait que le synclinal tardihercynien de Villefranche-de-Conflent disparaisse contre la faille de Py-Fillols, non pas tant qu'il aurait été déplacé vers le SW de manière senestre par la paléofaille de Py, mais plutôt parce le serrage aurait été là également nettement moindre au Sud de la faille.

Plus au Nord-Est se pose d'abord la question de la prolongation – ou non – du chevauchement des Aspres au-delà de la faille de la Têt, dans la mesure où l'on ne connaît dans le Conflent aucun accident alpin important qui puisse en être l'évidente continuation.

⁸ Il est aussi appelé *encavalment dels Banys d'Arlés* ou *cabalgamiento de Els Banys d'Arlés* par les auteurs espagnols ou catalans (cf. p. ex., Casas et Torrades, 2010).

⁹ L'hypothèse selon laquelle la structuration alpine de la région d'Amélie-les-Bains serait pour l'essentiel finicrétacée et antégarumnienne car elle serait scellée par un karst post-tectonique rempli de dépôts marins dano-sélandiens (Combes *et al.*, 2003 ; Peybernès *et al.*, 2014) n'est pas retenue ; voir J. Canérot *et al.* (2006) pour une discussion de cette question.

¹⁰ Mais il est également possible que cette écaille soit associée à la déformation mylonitique hercynienne (cf. notice Prades).

¹¹ Les grands filons de quartz ne sont pas ou très peu décalés, c'est le cas en particulier de la faille normale sur quartz de Caraça-Bassibès (inversée vers l'Ouest à l'Alpin dans la faille de Llo) et de son prolongement oriental recoupant le granite de Costabonne (énorme filon de quartz des Esquerdes de Rotja).

- Au Sud-Ouest, sous le bassin du Moyen-Conflent, rien n'indique l'existence d'un contact chevauchant alpin, superposé par exemple à la zone mylonitique Nord-Canigou et qui serait décalé de manière senestre par la faille de Py-Fillols, contrairement à une suggestion de J.M. Fontboté *et al.* (1986); rappelons que les failles néogènes sont normales, pas décrochantes, et que la zone mylonitique est tardihercynienne.

- Vers l'WNW, la faille de Mérens, malgré un probable rejeu inverse alpin, est et a toujours été un accident hercynien de fort pendage, qui ne peut pas être un chevauchement basculé au N. Il est évidemment envisageable que le chevauchement des Aspres s'amortisse dans cette direction en se redressant rapidement, solution parfois admise, au moins implicitement (Fontboté et Guitard, 1958; Saillant, 1982), bien que le caractère chevauchant du chevauchement des Aspres soit net jusqu'à la faille de la Têt; en particulier, la présence de blocs de grès rouges triasiques et/ou garumniens et de calcaires à hippurites campaniens résédimentés dans le Miocène du Conflent au NW de Taurinya (Mengel, 1913; Fontboté et Guitard, 1958) suggère fortement que la structure visible à Amélie-les-Bains se poursuivait jusqu'à la faille de la Têt, avant d'être érodée en conséquence du soulèvement néogène du massif du Canigou. La continuité d'une éventuelle "faille de Mérens-Amélie" alpine est donc très discutable (cf. notice Prades). En revanche, on peut envisager que le tracé du chevauchement des Aspres ait pu être en partie conditionné par la continuation vers le SE de la faille tardihercynienne de Mérens, ce qui est compatible avec le jeu décrochant de la paléofaille de Py antérieur au développement des grandes zones mylonitiques ¹².

- Vers le Nord-Est, on est frappé par l'absence de correspondance entre les structures hercyniennes visibles au Nord-Ouest des failles de la Têt et de Prades, en particulier le pluton de Millas et sans parler du synclinal de Villefranche-de-Conflent dont il vient d'être question, et au Sud-Ouest les structures complexes du massif des Aspres (Laumonier, 1987b; notice Céret). Est-ce dû à la continuation vers le NE du décrochement tardihercynien de Py-Fillols (cf. *supra*), qui aurait translaté vers le SW le pluton de Millas ? Mais dans ce cas, la question de la disparition du chevauchement des Aspres vers le NW resterait entière. Ce pourrait être plutôt – ce sera l'hypothèse retenue ici – la conséquence d'une rampe alpine oblique NE-SW, pentée vers le SE, branchée sur le chevauchement des Aspres et limitant vers le NW l'unité des Aspres, ce qui résoudrait le problème de la disparition du chevauchement des Aspres dans cette direction ¹³.

Cette *rampe de la Têt* est aujourd'hui cachée sous le Néogène du Conflent mais pourrait fort bien avoir joué lors de la formation de la faille normale de Prades. Dans ce modèle qui est compatible avec le déplacement important de l'unité des Aspres nécessaire pour maintenir son lien avec les klippen sud-pyrénéennes de Coustouges et de Bac Grillera (§ 16.4), la terminaison orientale du pluton de Millas, qui appartient à l'unité du Canigou, serait cachée sous l'unité des Aspres, et inversement les structures hercyniennes de l'unité des Aspres se poursuivaient vers le NW par-dessus le pluton de Millas avant leur érosion au Néogène; la prolongation en direction du SE du synclinal de Villefranche-de-Conflent pourrait elle aussi être cachée sous l'unité des Aspres – autre explication possible de sa disparition dans cette direction.

- En résumé, l'unité des Aspres telle qu'elle affleure aujourd'hui serait limitée au Nord-Ouest par la rampe de la Têt, rampe oblique cachée sous le Néogène du Bas-Conflent. Le Conflent est

donc bien un nœud tectonique particulièrement complexe, encore incomplètement compris, où se superposent les effets des tectoniques hercynienne, alpine et néogène.

7.3. Le chevauchement et l'unité du Canigou

Dans le Vallespir, un contact anormal ENE-WSW inverse fait avancer vers le S le massif du Canigou-Batère sur les épiclastes du synclinal tardihercynien du Vallespir depuis Arles-sur-Tech où l'accident bute sur la faille du Tech jusqu'à Prats-de-Mollo; ce contact est décrit de longue date (Fontboté et Guitard, 1958), d'abord sous le nom de *faille du Tech Nord* (Guitard, 1970). Au-delà de Prats-de-Mollo, il se poursuit en direction du SSW. Pour nombre d'auteurs catalans, à commencer par J.M. Fontboté *et al.* (1986), il s'agit de la continuation vers le NE du chevauchement de Ribes-Camprodon du versant Sud, décalée par la *faille Mariailles-Oix* (§ 7.4), faille que les cartographies récentes ne permettent pas de trouver. L'accident a été décrit en détail dans le Haut-Vallespir (région de Prats-de-Mollo, où il est fragmenté par la tectonique néogène) et au Sud de la frontière jusqu'à Rocabruna (Laumonier et Baetens, 1986; Laumonier, 1987a), et il a été redéfini comme *chevauchement du Canigou*, l'unité qu'il porte étant l'*unité du Canigou* et l'unité sous-jacente l'unité du Vallespir. La question de la prolongation du chevauchement du Canigou vers l'E au-delà de la faille du Tech sera discutée au § 7.9.

Le chevauchement du Canigou est donc quasi continu et souvent facile à voir sur le terrain sur environ 25 km d'Arles-sur-Tech à Rocabruna. D'Arles-sur-Tech à Prats-de-Mollo il est orienté N060°E avec un faible (20-25°) pendage NNW; il devient ensuite N020°E (en moyenne) jusqu'à Rocabruna, avec un pendage W encore modéré jusqu'au Col d'Ares et qui s'accroît sur le versant espagnol. Puis à Rocabruna il passe dans le Garumnien de la couverture de la ZSP qui est décollé du socle; il tourne alors brutalement vers l'E en prenant une orientation N070°E et un pendage S, inflexion dont est responsable la flexure bordière, devenant le *chevauchement de Rocabruna* (§ 8.2). Le chevauchement du Canigou est additif vis-à-vis de la lithostratigraphie: l'unité du Canigou est constituée du NE au SW par le granite de Batère, la Formation de Canaveilles, les Gneiss du Canigou, à nouveau la Formation de Canaveilles, les Formations de Tregurà-Évol et l'Ordovicien supérieur; l'unité du Vallespir est constituée du NE au SW par les Formations d'Évol et de Jujols, et par l'Ordovicien supérieur (Figs. 3, 9 et 10). Il est souligné par le *duplex de Montferrer*, qui comporte une petite faille inverse antithétique, et par le petit *duplex du Coll Prugent* (au Sud du Col d'Ares) qui incorpore une écaïlle de Garumnien.

Au Sud et au Sud-Ouest de Rocabruna, dans une zone difficile à décrypter mais basculée au S par la flexure bordière, le *duplex de Rocabruna*, qui affecte principalement le Garumnien, doit souligner le passage du chevauchement du Canigou du socle dans la couverture. Un peu plus au Sud-Ouest, le *duplex de Font Fubi* est plus difficile à interpréter; il pourrait être associé à la faille de Molló (cf. *infra*).

Les maigres données microstructurales indiquent un déplacement proche de N-S; de Prats-de-Mollo à Rocabruna, avec une orientation presque méridienne et un pendage W, le chevauchement a donc actuellement une géométrie de rampe latérale, mais cela semble une apparence due pour une part à un basculement tardif vers l'W lié à la mise en place de l'unité profonde de St-Laurent-de-Cerdans et pour une autre part à l'amincissement rapide de l'unité du Vallespir vers l'W (§ 7.5). Le caractère fortement additif du chevauchement vis-à-vis de la série préhercynienne et les importantes différences structurales tardihercyniennes entre les unités du Canigou et du Vallespir (respectivement, retombée Sud de l'anticlinal du Canigou et synclinal du Vallespir) suggèrent que le déplacement sur ce chevauchement a été important, au minimum 5 km (§ 17.1); dans la ZA, la présence de Garumnien jusqu'au duplex du Col Prugent et même jusqu'au N du Col d'Ares, suggère un déplacement minimal de 4 km, valeur certai-

¹² Par contre, la continuité entre le chevauchement des Aspres et la faille de l'Hospitalet et au-delà le chevauchement de Gavarnie (voir discussion au chap. 16) est tout à fait impossible, dans la mesure où la faille de l'Hospitalet meurt juste au niveau du Capcir et d'aucune manière ne peut se raccorder à la faille de Mérens à travers le massif du Coronat, c'est-à-dire synclinal de Villefranche-de-Conflent (voir p. ex. la Fig. 4).

¹³ Des nummulites éocènes sont remaniées dans le Pliocène du Roussillon à Néfiasch, à l'Ouest de Millas (Astre, 1937; voir Fig. 2), ce qui est peut-être à mettre en relation avec cette rampe ?

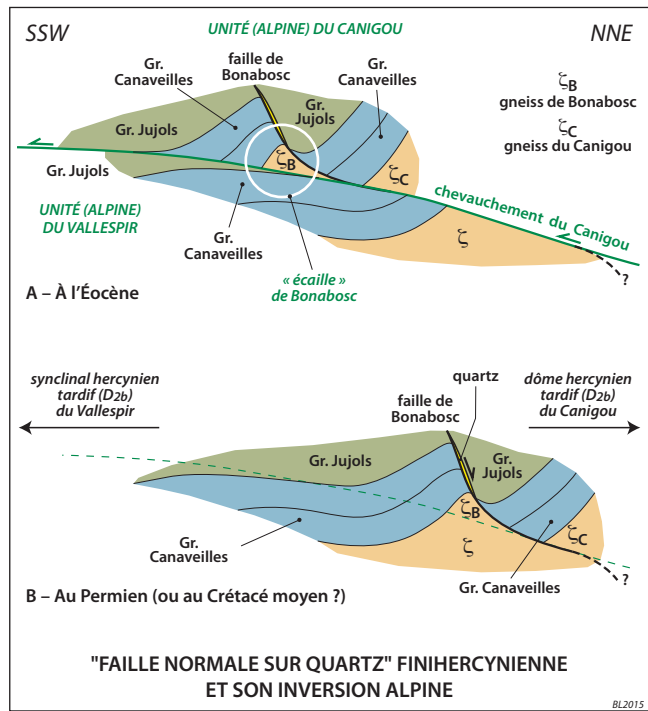


Fig. 9 – « Faille normale sur quartz » finihercynienne et son inversion alpine. La faille normale finihercynienne à regard N de Bonabosc, possiblement listrique, est superposée à un filon de quartz finihercynien et a été inversée à l'Alpin. Il en résulte le chevauchement du Canigou qui fait rejouer la faille normale préalpine là où elle était peu pentée, mais la recoupe en *shortcut* là elle était à fort pendage.

nement sous-estimée car il faut également prendre en compte le raccourcissement dans les duplex de Rocabruna et de Font Fubi. Néanmoins, ce contraste entre les unités du Canigou et du Vallespir peut être dû en partie aux déformations préalpines : par exemple, sur le versant espagnol au N de Rocabruna, la discordance de l'Ordovicien supérieur sur la série préhercynienne est nettement plus profonde dans l'unité du Canigou (elle se fait sur la Formation d'Évol) que dans l'unité du Vallespir (où elle se fait sur la Formation de Jujols).

D'Arles-sur-Tech à Prats-de-Mollo, le chevauchement du Canigou est superposé à des failles normales sur quartz (*faïlle de Bonabosc* au Nord d'Arles-sur-Tech ; *faïlle de Montferrer* et *faïlle du Mas Sobraques* au Nord et à l'Ouest de Montferrer ; *faïlle du Puig Fabre* au Nord de Prats-de-Mollo) et peut, en partie, résulter de l'inversion en profondeur de ces failles préalpines, surtout dans l'hypothèse où il s'agirait de failles plus ou moins listriques (cf. *supra*) : les failles se redressant vers le haut et le chevauchement restant peu penté, ce dernier prend une géométrie de type "raccourci" (*shortcut*). Une conséquence est l'insertion dans les métasédiments d'écaïlles de gneiss (*écaïlles de Bonabosc* et *de Montferrer*) limitées au Nord par une faille normale sur quartz préalpine et au Sud par le chevauchement alpin (Fig. 9). Ces lames de gneiss ont naguère été décrites comme de simples écaïlles tectoniques (Guitard, 1970 ; Lagarde, 1978).

À l'intérieur de l'unité du Canigou, il n'existe que peu de structures certainement alpines – dans la partie Nord-Ouest de l'unité, rappelons que les failles à fort pendage N de Mérens et de l'Hospitalet, si elles ont vraisemblablement un rejeu alpin inverse, sont fondamentalement des accidents mylonitiques tardihercyniens. Dans la partie Sud, de la Cerdagne au Vallespir, il s'agit souvent de failles inverses résultant de l'inversion, complète ou partielle, de failles normales préalpines, souvent des failles normales sur quartz E-W à WNW-ESE. C'est le cas notamment de la *faïlle de Llo* (Cerdagne) qui représente l'inversion de plus en plus marquée d'E en W de la faille normale sur quartz de Carança-Bassibès (à l'Ouest de la Cerdagne, la *faïlle de Guils* pourrait en être la continuation), de la *faïlle de Molló* qui s'arrête contre la faille à quartz

de Fabert et de la *faïlle de l'Oliver* au Nord-Est de Molló ; ces deux dernières se branchent latéralement sur le chevauchement du Canigou. C'est peut-être le cas aussi de la *faïlle de Py-Fillols* (cf. *supra*), qui peut avoir eu un rejeu senestre à l'Alpin. La petite faille de Turon, au Sud du Costabonne, malgré un pendage S et une vergence N, est peut-être alpine également.

Il est important de souligner que, en Cerdagne et plus au Nord, aucun chevauchement alpin n'est identifiable dans l'unité du Canigou, à l'exception possible de la très modeste faille de Guils. Les failles de Mérens et de l'Hospitalet ne sont pas des chevauchements alpins verticalisés (discussion au § 14), mais sont seulement des failles préalpines à rejeu alpin, en particulier la seconde. Dans cette région comme dans les Pyrénées plus centrales (§ 11.4), c'est-à-dire sur environ 75 km entre l'Aude et la Noguera Pallaresa, on est tenté d'appeler *Unité axiale centrale* (UAC) cette unité de socle occupant la totalité de la ZA, et ainsi dénommée par analogie avec l'Unité sud-pyrénéenne centrale (USPC) qui représente l'essentiel de la ZSP. On reviendra sur l'importance de cette situation dans la discussion générale (*partie D*).

7.4. Le chevauchement de Ribes-Camprodon

Sur près de 50 km, de Rocabruna jusqu'à Alp en Cerdagne, un contact tectonique E-W penté N, le *chevauchement de Ribes-Camprodon* (Muñoz *et al.*, 1983, 1986 ; Muñoz, 1985), fait chevaucher l'unité du Canigou – logiquement appelée initialement *unité de Ribes-Camprodon*, mais aussi *unité de la Collada Verda* (Muñoz, 1985 ; Muñoz *et al.*, 1986) – vers le S sur des unités plus profondes, en particulier – dans le présent modèle, pas celui des auteurs catalans – l'unité du Ripollès (§ 7.6). Il est constitué de trois segments qui sont d'E en W :

- un segment oriental – c'est le *chevauchement de Ribes-Camprodon s.s.* – entre Rocabruna et la fenêtre du Freser (environ 20 km) ; orienté N080°E avec un pendage N faible à moyen, il superpose l'Ordovicien supérieur de l'unité du Canigou sur le Silurien de l'unité du Ripollès ; à Rocabruna même, il se branche sur le chevauchement du Canigou ;
- un segment occidental ou *chevauchement de la Molina - Alp* entre la fenêtre du Freser et la Cerdagne (environ 15 km) ; orienté N120°E et de plus fort pendage que le chevauchement de Ribes-Camprodon *s.s.*, il transporte comme lui l'Ordovicien supérieur sur le Siluro-Dévonien plus méridional ; plus à l'Ouest encore, au-delà du Néogène de Cerdagne, la continuation du chevauchement de la Molina - Alp n'est pas formellement identifiée ;
- un segment central (environ 14 km) plus difficile à définir mais qui constitue la limite Nord de la fenêtre du Freser ; ici l'unité du Canigou et/ou celle de Planoles sous-jacente reposent sur le duplex du Freser (unité de Bruguera) ou directement sur l'unité de Ribes de Freser ; l'interprétation de ce segment est plus délicate, mais on peut y voir le chevauchement du Ripollès repris en *hors séquence* par celui de Ribes-Camprodon (cf. *infra*) ;

À l'Est et à l'Ouest, de part et d'autre du chevauchement de Ribes-Camprodon, l'Ordovicien supérieur et la série siluro-dévonienne sous-jacente présentaient déjà généralement un pendage S faible à modéré à l'issue des déformations hercyniennes ; cette disposition n'est donc pas due au basculement par la flexure bordière, le chevauchement étant lui-même penté N car situé au Nord de la flexure. De ce fait, le déplacement sur le chevauchement de Ribes-Camprodon ne peut être que très faible, plurihectométrique au plus. Ce déplacement est en tout cas bien inférieur à celui, plurikilométrique, intervenu sur le chevauchement du Canigou sur lequel se branche le chevauchement de Ribes-Camprodon.

Par ailleurs, le chevauchement de Ribes-Camprodon est considéré à juste titre par les auteurs catalans comme un chevauchement *hors séquence* très tardif, ce qui notamment se traduit à Rocabruna même par l'avancée à plat du Paléozoïque de l'unité

du Canigou sur le chevauchement du Canigou et sur du Garumnien déjà verticalisés par la flexure bordière. Du fait de la quasi-continuité dans ce secteur entre les chevauchements du Canigou et de Ribes-Camprodon, les auteurs catalans, venant du S, considèrent le premier comme la prolongation du second, l'ensemble devenant ainsi dans sa totalité un contact *hors séquence* (§ 7.3); mais compte tenu de ce qui a été dit du chevauchement du Canigou (par exemple, qu'il est antérieur à la flexure bordière), c'est tout à fait improbable. Ainsi, l'interprétation la plus simple est-elle que le chevauchement de Ribes-Camprodon représente un rejeu *hors séquence* tardif et limité du chevauchement du Canigou postérieur à la flexure bordière et en arrière – au Nord – de celle-ci; de même, dans la fenêtre du Freser, il représente le rejeu *hors séquence* du chevauchement du Ripollès.

7.5. Le chevauchement du Vallespir et les unités du Vallespir et de Planoles

L'unité du Vallespir a été définie (sous le nom de *nappe du Vallespir*) par B. Laumonier et É. Baetens (1986) et B. Laumonier (1987a). Elle est limitée vers le haut et au N par le chevauchement du Canigou et vers le bas et au S par le *chevauchement du Vallespir* (ou *chevauchement du Roc del Tabal*; Laumonier, 1987a) qui la sépare de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans. Le chevauchement du Vallespir se suit bien sur environ 20 km dans le socle de la ZA depuis le Pas du Loup au SE de Montferrer jusqu'à la Sadella au NE de Rocabruna où il passe dans la couverture de la ZSP et se branche sous le chevauchement de Rocabruna, devenant le *chevauchement de Bordellat* (§ 8.1). Il est orienté N100°E avec un pendage N assez fort dans le Moyen-Vallespir, puis devient N020°E avec un pendage W dans le Haut-Vallespir, et enfin E-W penté S (du fait de la flexure bordière) dans le secteur du Roc del Tabal. À l'Est, l'unité du Vallespir est limitée au Sud par la terminaison occidentale de la faille normale néogène du Tech qui masque la prolongation vers l'ENE du chevauchement du Vallespir, comme il sera discuté au § 7.9.

L'unité du Vallespir est entièrement formée de schistes et de calcaires du Groupe de Jujols (Formations d'Évol, Valcebollère et Jujols) et aussi d'Ordovicien supérieur à l'extrême Sud, près de Rocabruna; la série préhercynienne était (avant les déformations alpines) faiblement pentée N, du moins sur le versant français. On peut encore noter que le chevauchement du Vallespir est soustractif vis-à-vis des terrains du socle, qui sont plus jeunes

dans l'unité du Vallespir (Groupe de Jujols) que dans l'unité de St-Laurent-de-Cerdans (Formation de Canaveilles), ceci étant évidemment une conséquence de la structuration hercynienne (cf. *infra*).

L'unité du Vallespir est formée de trois sous-unités, qui se relient du NE au SW mais aussi du haut vers le bas:

- l'unité du *Moyen-Vallespir* (secteur Arles-sur-Tech - Montferrer), orientée ENE-WSW;
- l'*écaille des Cols*, N040°E, épaisse de quelques centaines de mètres seulement;
- l'unité du *Haut-Vallespir* (secteur Prats-de-Mollo - Mont Falgas), N030°E; au Sud de la frontière, la partie Sud de l'unité (Roc del Tabal) est basculée au S par la flexure bordière.

Au Sud-Est du Col d'Ares, un petit mais spectaculaire duplex, le *duplex du Can Pubill* (Fig. 10), engage à la fois l'unité du Vallespir (Formations de Vacebollère et de Jujols) et l'unité de St-Laurent-de-Cerdans sous-jacente (Formation de Canaveilles et Garumnien). Ce duplex est connu de longue date et a été plusieurs fois décrit (Mengel, 1911; Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986; Laumonier et Baetens, 1986). Il matérialise parfaitement l'anticlinal bordier, à la faveur duquel il est visible en fenêtre tectonique. Sous le chevauchement du Vallespir, il faut également noter un important écaillage affectant l'unité du Roc de France (*écaille de Banat*).

Le déplacement sur le chevauchement du Vallespir est difficile à évaluer. Il est plurikilométrique (> 5 km au minimum, certainement davantage; cf. § 17.1) et probablement plus important que le déplacement sur le chevauchement du Canigou.

Il est possible que l'unité du Vallespir disparaisse latéralement vers l'W, au niveau du méridien de Camprodon, le chevauchement du Canigou dans sa partie orientée N020°E se présentant aujourd'hui comme une rampe latérale de fort pendage W et le duplex du Coll Prugent comme un duplex de rampe latérale. En d'autres termes, les chevauchements du Canigou et du Vallespir se brancheraient pour le plus faire qu'un plus à l'Ouest, devenant le chevauchement du Ripollès (cf. *infra*). L'unité de Planoles, au Nord de la fenêtre du Freser, d'extension E-W réduite (environ 9 km), de même lithologie que l'unité du Canigou qui la surmonte et qui est modérément déplacée par rapport à elle, peut être considérée comme l'exact équivalent de l'unité du Vallespir.

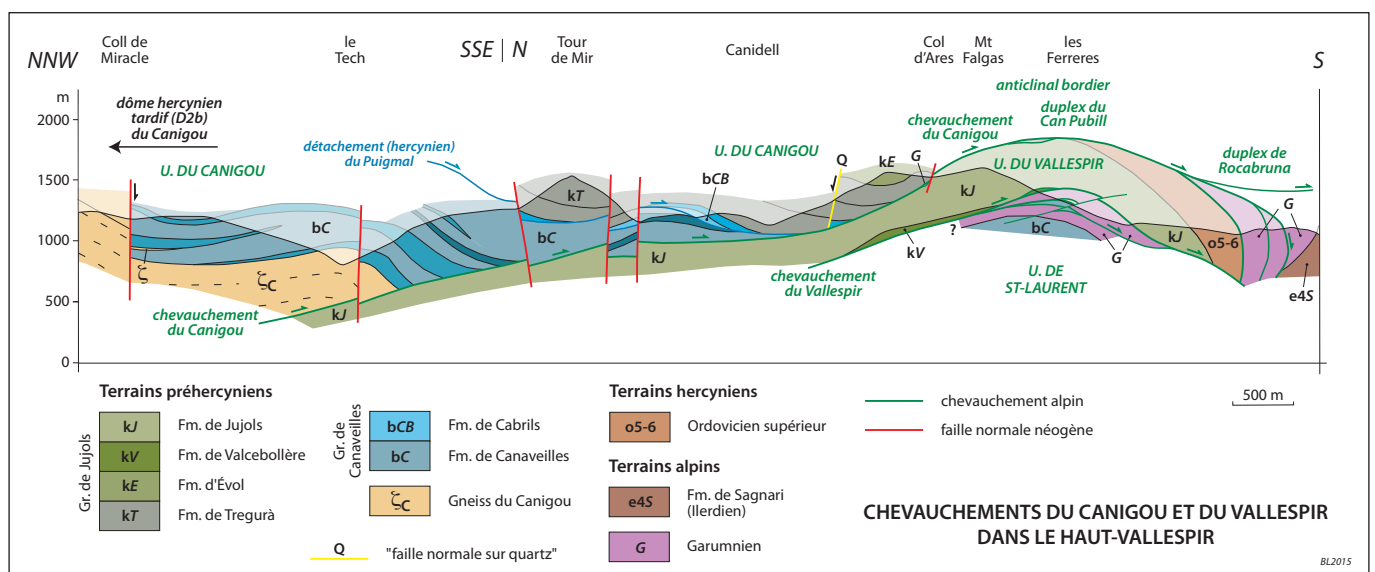


Fig. 10 – Les chevauchements du Canigou et du Vallespir dans le Haut-Vallespir; le duplex de Can Pubill. À noter: (i) le pseudo-pli de rampe frontale du Canigou à gauche de la coupe, en réalité un pli lié au *doming* tardihercynien et tronqué basalement par le chevauchement du Canigou; (ii) le véritable pli de rampe frontale lié au chevauchement du Vallespir, au niveau du duplex de Rocabruna...

7.6. Le chevauchement et l'unité du Ripollès

Le domaine de socle et de tégument stéphano-autunien situé au Sud et sous le chevauchement de Ribes-Camprodon est essentiellement constitué de terrains siluro-dévono-carbonifères formant les vastes massifs de la Tosa - Serra de Montgrony à l'Ouest du Freser et de la Serra Cavallera à l'Est. Ce domaine, qui va être défini ci-dessous comme *unité du Ripollès*, est délicat à interpréter.

- Selon J.A. Muñoz (1985) et les travaux qui s'en inspirent (p. ex.: Muñoz *et al.*, 1986, 1994; Fontboté *et al.*, 1986; Clavell *et al.*, 1988; Martínez *et al.*, 1988; Vergès et Martínez, 1988; Pujadas *et al.*, 1989), un décollement majeur à valeur de chevauchement alpin, penté S, le *chevauchement de la Serra Cavallera*, sépare le Dévono-Carbonifère du Silurien (ou d'un Dévonien de faciès différent) sous-jacent.

Ce chevauchement constituerait la partie radicale et profonde, intrasocle, du chevauchement supportant la « *nappe du Cadí* », et dont l'émergence vers le S est le chevauchement frontal de Vallfogona. La « *nappe du Cadí* »; outre le Dévono-Carbonifère et le Stéphano-Permien de la Tosa - Serra Cavallera, est principalement constituée par le Garumnien et l'Éocène sud-pyrénéen (ainsi que par l'allochtone de la Pedraforca), et à ce titre sera décrite plus loin (§ 8.2).

- Toutefois, il est aujourd'hui bien établi que le Dévonien de la Serra Cavallera repose, non pas directement sur le Silurien, mais sur une formation appelée Grès (Formation) de Camprodon qui est bien datée du Viséo-Namurien et non pas du Dévonien basal (Sanz-López *et al.*, 2006), formation qui elle-même repose sur le Silurien, soit par un contact normal érosif, soit – cela paraît le plus probable – par un autre contact tectonique – c'est le chevauchement de la Serra Cavallera s.s.

Le chevauchement de la Serra Cavallera n'est donc pas un simple décollement mais un chevauchement majeur, dont l'âge alpin ne va pas de soi: un âge hercynien est tout autant possible et même globalement plus satisfaisant (Laumonier et Autran, 2001; notice Prats-de-Mollo). En effet, le modèle de J.A. Muñoz (1985) présente une difficulté structurale majeure: dans ce modèle, le chevauchement de la Serra Cavallera est nécessairement recoupé par le chevauchement *hors séquence* de Ribes-Camprodon, et en conséquence il doit être rejeté vers le haut et doit se poursuivre vers le N par-dessus l'unité du Canigou. Il est donc nécessaire de l'enraciner quelque part dans la ZA. Si le chevauchement est alpin, cela est fait généralement dans une hypothétique prolongation vers l'W du chevauchement des Aspres (zone Nord-Canigou, faille de Mérens ou faille de l'Hospitalet ?) dont on a montré plus haut (§ 7.2) l'improbabilité; néanmoins, cette hypothèse est encore retenue, au moins implicitement, dans nombre de travaux récents (Poblet, 1991; Muñoz, 1992; Vergés, 1993; Vergés *et al.*, 1992, 1995, 2002; Mapa estructural de Catalunya, 2014; cf. Fig. 13). Par ailleurs, cela conduirait à replacer, avant les déplacements alpins, le Dévono-Carbonifère de la Tosa - Serra Cavallera à l'aplomb de l'anticlinal tardihercynien du Canigou, ce qui est très peu satisfaisant dans la mesure où ce dernier était déjà vigoureusement érodé à la fin de l'Hercynien (Laumonier et Autran, 2001). Enfin, il est surprenant que le chevauchement de la Serra Cavallera soit penté S alors qu'il est au Nord de la flexure bordière.

Ces difficultés disparaissent si le chevauchement est considéré comme hercynien, plus précisément hercynien précoce (D1), c'est-à-dire antérieur à la formation de l'anticlinal tardihercynien (D2b) du Canigou-Carança; dans ce cas, la question de son enracinement – probablement dans le synclinal de Villefranche-de-Conflent (Laumonier et Autran, 2001; notice Prats-de-Mollo) – relève d'une problématique hercynienne et non alpine.

Cette structure se retrouve à l'Ouest de la fenêtre du Freser, le *chevauchement* hercynien *de la Tosa*, – toutefois plus difficile à mettre en évidence – étant l'équivalent de celui de la Serra Cavallera.

Ainsi, du point de vue de la tectonique alpine, il apparaît que tout le domaine situé au Sud et sous le chevauchement de Ribes-Camprodon – et pas seulement le domaine situé au-dessus et au Sud du chevauchement de la Serra Cavallera – constitue une unité alpine appelée ici *unité du Ripollès* pour sa partie située dans le socle de la ZA; sa continuation vers le S dans la ZSP, où elle se confond avec la « *nappe du Cadí* » des auteurs, est simple à l'Ouest du Freser, un peu plus compliquée à l'Est où la couverture est plus ou moins décollée du tégument stéphano-permien (§ 8.2).

- Autour de la fenêtre du Freser, il apparaît clairement par ailleurs que le (Siluro-)Dévono-Carbonifère de l'unité du Ripollès (*unité de Cunivella-Cubil* de J.-F. Robert, 1980) repose sur les terrains plus anciens (Cambrien à Ordovicien supérieur) ou sur le Garumnien du duplex du Freser (unité de Bruguera) grâce à un contact chevauchant subhorizontal bien visible à l'Est et à l'Ouest de la fenêtre; on appellera *chevauchement du Ripollès* ce contact majeur qui est donc bien distinct du chevauchement de la Serra Cavallera, par sa localisation (il est situé plus bas dans la pile tectonique) et également par son âge alpin; l'unité qu'il supporte est l'*unité du Ripollès*. Au Sud de la fenêtre, c'est le Garumnien de l'unité du Ripollès qui repose sur celui du duplex du Freser, ces terrains comme le contact qui les sépare ayant été verticalisés par la flexure bordière. La limite Sud du socle du Ripollès, orientée E-W, est parfaitement visible, cette *cutoff line* correspondant au passage d'une rampe dans le socle à un plat dans la couverture. On note aussi, corrélativement, la formation de duplex avec plis de rampe frontale (anticlinaux basculés au Sud formant des « *têtes plongeantes* »), au toit de l'unité de Bruguera (*duplex de Perramón*) et au plancher de l'unité du Ripollès (*duplex de Sant Amanç*). Ces structures ont souvent et de manière détaillée été décrites (Séguret et Vergely, 1969; Séguret, 1972; Robert, 1980; Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986; Casas et Muñoz, 1987).

- Une conclusion importante de cette analyse est que les unités de socle du Canigou et du Ripollès sont fondamentalement une seule et même unité tectonique alpine, l'*unité du Canigou-Ripollès*, à peine clivée par le chevauchement *hors séquence* de Ribes-Camprodon, et donc que les chevauchements du Canigou et du Ripollès sont fondamentalement identiques: c'est le *chevauchement du Canigou-Ripollès*. L'idée que l'unité du Vallespir puisse se prolonger loin vers le Sud-Ouest dans le Ripollès, exprimée explicitement (Laumonier et Baetens, 1986; Laumonier, 1987a) ou implicitement par ceux qui assimilent le chevauchement de Ribes-Camprodon au chevauchement du Canigou (p. ex.: Fontboté *et al.*, 1986) doit donc être abandonnée, cette prolongation – apparente – étant l'unité du Ripollès, c'est-à-dire, à peu de choses près, l'unité du Canigou et non celle du Vallespir.

7.7. Le chevauchement du Roc de France et l'unité de St-Laurent-de-Cerdans

Entre la faille normale néogène du Tech et le chevauchement du Vallespir au Nord et à l'Ouest, et la ZSP au Sud, apparaît un vaste bloc de socle formé par les massifs du Roc de France, des Albères et au Sud-Est du Cap de Creus. Dans ce vaste ensemble, un seul chevauchement alpin important est identifiable, le chevauchement du Roc de France, sur lequel l'unité du Roc de France s'avance sur l'unité de St-Laurent-de-Cerdans, unité alpine la plus profonde dont le chevauchement basal n'est pas affleurant.

Le *chevauchement du Roc de France* ou *chevauchement de la Serre de Montner* (Laumonier, 1987a) se suit sur 7 km avec une orientation N115°E et un pendage NNE faible à modéré du Pas du Loup jusqu'au Puig del Torn. Il se superpose au moins localement à une faille normale sur quartz de même orientation (*faille du Mas Montner*) et fait avancer vers le S l'*unité du Roc de France*, constituée par l'anticlinal tardihercynien à cœur gneissique et micaschisteux de même nom, sur l'*unité de St-Laurent-de-Cerdans* et en particulier sur le toit du pluton de St-Laurent-de-Cerdans et son encaissant fait de schistes de Jujols métamorphisés à son contact. Vers l'Est, le chevauchement du Roc de France devient

brutalement la **faille du Puig del Torn**, faille N-S subverticale qui se suit sur 2 km jusqu'à la limite de la ZSP; cette faille est interprétable comme une rampe latérale dextre et au Sud elle se branche sous le chevauchement de Boadella.

Il est remarquable d'observer qu'à l'Est de la faille du Puig del Torn, donc dans le Sud de l'unité du Roc de France telle qu'elle est définie ici, c'est la base stratiforme du pluton de St-Laurent-de-Cerdans qui est visible, en apparente continuité avec son toit visible à l'Ouest (cf. Fig. 3 et carte Arles-sur-Tech). Cette géométrie permet d'évaluer à 4-5 km au maximum le déplacement sur le chevauchement du Roc de France, valeur correspondant approximativement à l'épaisseur du pluton.

Il faut noter l'existence de l'**écaïlle du Mas d'En Camp** sous le chevauchement du Roc de France, près du Pas du Loup. Sa lithologie – elle est constituée de grésopélites d'Évol peu métamorphiques – est très différente de celle des unités du Roc de France (gneiss et micaschistes) et de St-Laurent-de-Cerdans (granodiorites), ce qui souligne l'importance du chevauchement. Au Sud-Ouest, l'unité du Roc de France forme la partie inférieure du duplex du Can Pubill (§ 7.5), qui est séparé du corps principal de l'unité par une petite faille N-S à valeur de rampe latérale.

On peut encore signaler trois structures intéressantes proches de la limite ZA-ZSP :

- la **faille de Soulé** au SW de Lamanère, petite faille normale alpine plus ou moins complètement inversée;
- la très petite **culmination anticlinale des Pontarrous** au S de Lamanère, où le socle hercynien granitique réapparaît sous son tégument garumnien;
- la **faille de Falgos**, faille normale alpine ayant rejoué tardivement lors de la mise en place des unités les plus profondes (elle dédouble la flexure bordière), et qui de ce fait affecte les unités de la ZSP.

7.8. Les unités du Roc de France et des Albères

Dans les massifs du Roc de France et des Albères, on peut identifier deux failles inverses alpines (chevauchements mineurs), le chevauchement de Darnius et surtout celui des Albères (ou faille de Sant Climent).

À l'Est de la faille du Puig del Torn, le contact des gneiss du Roc de France et de la Formation de Canaveilles correspond à la prolongation de la faille normale sur quartz du Mas Montner partiellement inversée, au contraire du segment qui est devenu le chevauchement du Roc de France (cf. ci-dessus, § 7.7). Cet accident alpin se prolonge vers l'ESE où il forme la bordure Sud du Garumnien du **synclinal de Darnius** sous la forme d'une simple faille normale postgarumnienne incomplètement inversée (Papa, 1984; Pujadas *et al.*, 1989). Le socle chevauche le Garumnien du synclinal de Darnius grâce au **chevauchement de Darnius**, qui prolonge la **faille du Pic des Salines**, faille inverse-dextre venant du centre du massif du Roc de France et qui rejoint la ZSP au N de Biure. Le déplacement sur le chevauchement de Darnius est très faible, quelques hectomètres au plus.

Dans le Nord-Est du massif du Roc de France et le Sud-Ouest du massif des Albères existent de nombreuses zones mylonitiques hercyniennes N120°E à regard NE formant la zone du Perthus (§ 3.3) et plus ou moins reprises en failles décro-inverses alpines. Une reprise alpine nettement plus importante que les autres permet de définir le **chevauchement des Albères**, également connu sous le nom de **faille de Sant Climent** dans sa partie Sud, qui fait avancer le massif des Albères sur celui du Roc de France. Cet accident décrochevauchant dextre est orienté N120°E au Nord, comme les mylonites du Perthus auxquelles il se superpose, puis devient progressivement N-S en gagnant en importance, avant de s'inverser en faille normale néogène; le Mésozoïque de Masarac, fragment de la couverture du socle de l'unité du Roc de France, paraît ainsi avoir été engagé sous le chevauchement des Albères. Le massif des Albères ainsi que celui du Cap de Creus

constituent l'**unité des Albères**, nettement mais modérément séparée de l'unité du Roc de France (le déplacement est de l'ordre du kilomètre, probablement).

7.9. La rampe du Tech, une rampe alpine majeure

Le raccord – ou non – des structures alpines situées au Nord de la faille normale néogène du Tech (chevauchements et unités des Aspres, du Canigou et du Vallespir) et au Sud (en particulier, chevauchements et unités des Albères et du Roc de France) pose problème (p. ex.: Lagarde, 1978). Il a fait l'objet de deux modèles (Fig. 11), développés, l'un par T. Baudin (2009) pour la carte à 1/50.000 Arles-sur-Tech, l'autre par B. Laumonier à propos des cartes à 1/50.000 voisines (Argelès-sur-Mer – Cerdère, Céret et Prats-de-Mollo).

• Selon T. Baudin (Fig. 11A, inspirée du schéma structural de la feuille Arles-sur-Tech), il convient de raccorder les trois chevauchements visibles au Nord de la faille du Tech à des contacts tectoniques, mylonitiques ou non, à jeu (ou rejeu) alpin, visibles au Sud. Il faut ainsi raccorder :

- le chevauchement du Vallespir au chevauchement du Roc de France et au-delà à la branche Sud du chevauchement de Darnius, la continuité étant à peine perturbée par l'extrémité occidentale de la faille du Tech près du Pas du Loup et par la faille du Puig del Torn (cette dernière étant dans ce modèle d'importance très mineure);
- le chevauchement du Canigou à la faille du Pic des Salines puis à la branche Nord du chevauchement de Darnius;
- le chevauchement des Aspres et la faille mylonitique de Riunogès formant la limite sud-occidentale de la zone mylonitique du Perthus et se connectant au Sud-Est à la partie méridionale de la faille de Sant Climent.

Ce découpage conduit à définir quatre unités structurales qui sont, du haut vers le bas et du N vers le S, l'**unité des Aspres - Perthus**, l'**unité du Canigou - las Illas**, l'**unité du Vallespir - Roc de France** et l'**unité de St-Laurent-de-Cerdans**, cette dernière incluant à l'Est le domaine situé sous le chevauchement de Darnius.

• Selon B. Laumonier, si ce modèle est méthodologiquement valide (minimisation du nombre de chevauchements, corrélation au plus proche des contacts au Nord et au Sud de la faille du Tech, attribution à une même unité structurale des séries de couverture identiques comme par exemple celles d'Amélie-les-Bains et de Masarac), il soulève cependant deux types d'objections qui conduisent à l'invalider. D'abord, du point de vue de l'ampleur des déplacements sur les chevauchements ainsi définis, une différence sensible apparaît entre les déplacements sur les chevauchements du Canigou et des Aspres au Nord, respectivement plurikilométrique à décakilométrique, et les déplacements plurihéctométriques au plus sur les chevauchements de Darnius et de Riunogès (d'autant plus qu'une partie du déplacement total est ici préalpin) au Sud. On voit mal comment comprendre un tel changement brutal de la valeur des déplacements (environ un ordre de grandeur) de part et d'autre de la faille du Tech. Ensuite, il faut noter l'impossibilité de raccorder les structures tardihercyniennes majeures visibles de part et d'autre de la faille du Tech (Figs. 3 et 18). En particulier, l'anticlinal tardihercynien du Roc de France est tronqué au niveau de la faille et ne se prolonge absolument pas dans l'unité du Vallespir (qui dérive de la zone synclinale tardihercynienne qui séparait les anticlinaux du Canigou et du Roc de France) ni dans celle du Canigou (retombée sud-orientale du dôme du Canigou). De même, l'anticlinal tardihercynien des Albères est tronqué par la faille du Tech et ne se retrouve pas au Nord-Ouest dans l'unité des Aspres. Les moitiés occidentales des méga-anticlinaux du Roc de France et des Albères sont donc introuvables.

Dans tous les cas, il paraît ainsi nécessaire d'envisager une discontinuité structurale alpine entre les compartiments Nord et Sud de la faille du Tech, faille néogène qui en aucun cas ne peut

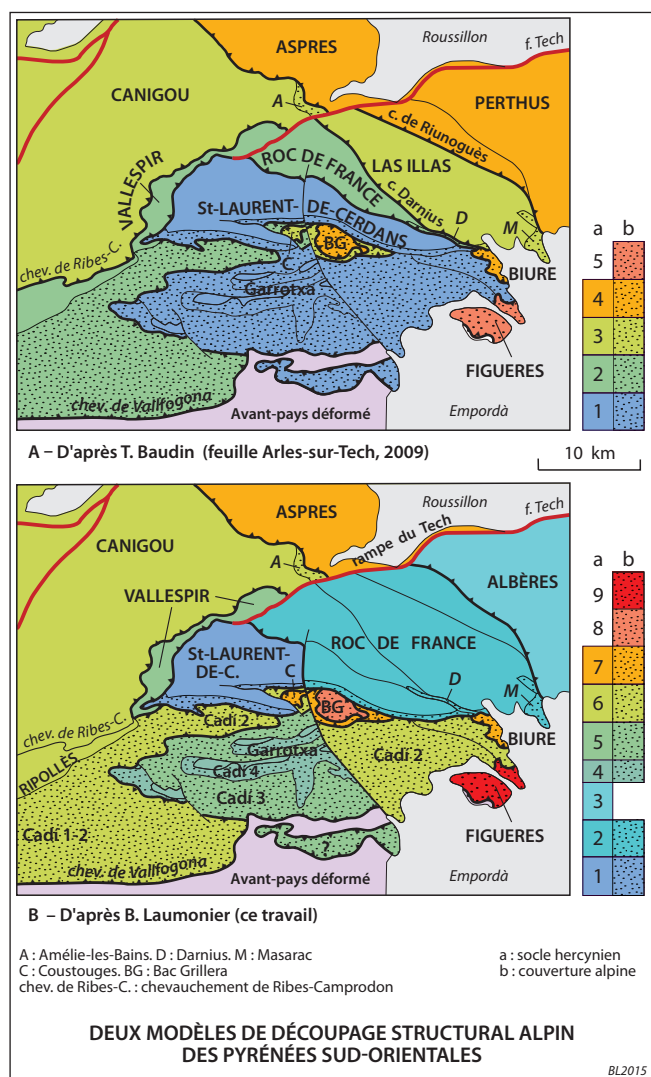


Fig. 11 – Deux modèles de découpage structural alpin des Pyrénées sud-orientales. A - D'après T. Baudin et le schéma structural de la carte à 1/50.000 Arles-sur-Tech (2009). B - D'après B. Laumonier, ce travail. Les différences portent surtout sur la corrélation des structures de la ZA de part et d'autre de la faille normale néogène du Tech, ainsi que sur la manière de raccorder les chevauchements et les unités de la ZSP à ceux de la ZA. La rampe du Tech est d'importance très réduite pour T. Baudin, mais est une rampe oblique alpine majeure pour B. Laumonier.

être à elle seule cette discontinuité car, d'une part ce n'est pas un décrochement majeur, et d'autre part l'ampleur du rejet de cette faille normale est insuffisant, en particulier à son extrémité occidentale vers le Pas du Loup; en revanche, la faille néogène du Tech peut être associée à un rejeu d'une discontinuité préneogène. Cette discontinuité pourrait être ancienne, possiblement un décrochement préalpin, auquel cas la seconde objection faite au modèle de T. Baudin (le manque de correspondance des structures de part et d'autre de la faille du Tech) serait levée, mais pas la première (le changement de la valeur des déplacements alpins).

• L'autre solution est que cette discontinuité soit alpine, il s'agirait alors d'une rampe, la **rampe du Tech**, rampe oblique orientée WSW-ESE, pentée WNW et senestre-inverse dans le Vallespir, devenant une rampe frontale E-W, pentée N dans le Sud-Roussillon au front des Albères. Cette rampe permettrait aux chevauchements du Canigou et des Aspres de passer par-dessus les massifs du Roc de France et des Albères tels qu'ils sont visibles aujourd'hui. Elle prolongerait en direction du NE le chevauchement du Vallespir, le chevauchement du Roc de France venant se brancher sous ce chevauchement du Vallespir prolongé (ce qui, incidemment, limiterait à l'Ouest l'unité du Roc de France). Dans ce modèle, il faut considérer que les unités du Vallespir, du

Canigou et des Aspres se prolongeaient bien vers le Sud mais par-dessus les unités inférieures, avant leur érosion, et bien que leur extension exacte soit impossible à restituer avec précision. En conséquence, il faut concevoir que l'unité du Roc de France, avec la partie manquante de l'anticlinal tardihercynien du Roc de France, se poursuit et est masquée sous les unités du Vallespir et du Canigou. En extrapolant ce dispositif plus à l'Est, on peut de la même manière, mais par une rampe frontale, expliquer l'absence de la moitié occidentale de l'anticlinal tardihercynien des Albères par le passage de l'unité des Aspres par dessus celle des Albères, antérieurement à l'abaissement de la première par la faille du Tech.

Dans ce modèle, on comprend mieux que les contacts alpins affectant le socle du Roc de France et des Albères, y compris le chevauchement des Albères, soient secondaires – et plus récents – que les chevauchements majeurs (Aspres, Canigou, Vallespir). Par ailleurs, il apparaît probable que les unités inférieures du Roc de France et des Albères se relaient d'W en E, l'unité du Roc de France ayant des dimensions proches de celles visibles en carte aujourd'hui (environ 30 x 20 km). Ce modèle, s'il a le mérite d'expliquer l'essentiel des données macrostructurales, est cependant pauvre en preuves directes, bien que la faille du Tech, de Céret à Amélie-les-Bains, paraisse masquer un décrochement senestre-inverse alpin (Papa, 1984) qui explique notamment la présence de Trias au niveau de Céret.

7.10. Le duplex du Freser et l'unité de Ribes de Freser

Sous l'unité du Ripollès, le très complexe **duplex du Freser** (Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986, 1988), antérieurement décrit comme **unité de Campelles** (Robert, 1980), est constitué de deux unités principales qui sont du haut vers le bas (Fig. 5) :

- l'**unité de Bruguera**, formée de schistes du Groupe de Jujols, de volcanites de l'Ordovicien supérieur et de tégument garumnien; les volcanites étaient jusqu'à il y a peu rapportées au Stéphanien-Permien, ce changement de datation (Martí *et al.*, 2014) diminuant l'importance de la tectonique alpine dans le secteur sans en changer la logique; au Sud, sous le chevauchement du Ripollès, le Garumnien de l'unité de Bruguera, subvertical, est engagé dans le **duplex de Perramón** signalé plus haut (§ 7.6);
- l'**unité d'El Baell**, formée uniquement d'Ordovicien supérieur métasédimentaire.

Le duplex du Freser repose par le **chevauchement du Freser**, mal lisible, sur l'**unité de Ribes de Freser**, formée d'Ordovicien supérieur épais et volcanogène au Nord, et – si tant est qu'il s'agisse bien de la même unité – de Garumnien au centre de la fenêtre du Freser, ce qui atteste de l'âge alpin du chevauchement du Freser (Fig. 5). En bordure Nord de la fenêtre du Freser, le duplex du Freser et l'unité de Ribes de Freser sont limités par le chevauchement **hors séquence** de Ribes-Camprodon et surmontés par les unités du Canigou (à l'Ouest et à l'Est) ou l'unité de Planoles (au Nord), dispositif indiquant que le duplex du Freser n'a qu'une très faible extension N-S (moins de 2 km dans le socle). Latéralement, en E-W, il est possible que le duplex ait également une extension limitée, proche de sa longueur d'affleurement (soit environ 12 km), entre deux failles à valeur de rampes obliques, la rampe NE-SW senestre de Nevà à l'Ouest et la rampe NW-SE dextre de la Coma d'Olla à l'Est (Robert, 1980; Muñoz *et al.*, 1988).

L'importance des raccourcissements alpins sur la transversale du Freser est indéniable, une des raisons étant les très grandes différences de constitution de l'Ordovicien supérieur des unités en présence; mais il est possible que la tectonique hercynienne y soit pour quelque chose, et l'interprétation de la structure et notamment la restitution de l'ordre initial des unités de socle ne vont pas de soi (Robert, 1980; Muñoz, 1985; Laumonier, 1987a; Muñoz *et al.*, 1988; Laumonier et Autran, 2001).

Aucune corrélation précise n'est possible avec les structures plus orientales, mais on peut néanmoins souligner que le duplex

du Freser et l'unité de Ribes de Freser peuvent être considérés comme homologues, respectivement, des unités du Roc de France et de St-Laurent-de-Cerdans; toutes ces unités sont des unités inférieures.

8. LES STRUCTURES ALPINES DE LA ZSP ORIENTALE

8.1. Introduction

La « *nappe du Cadí* » a été définie dans les années 1980 (Puigdefàbregas et Soler, 1980; Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986; Fontboté *et al.*, 1986; Martínez *et al.*, 1988; etc.) comme une vaste nappe de type intermédiaire (*Middle Thrust Sheet*) composée dans la ZA de socle hercynien et de molasses stéphano-permiennes, et dans la ZSP de couverture alpine s.s. (Garumnien et Éocène). Elle est limitée à l'avant – au Sud – par le chevauchement frontal sud-pyrénéen ou *chevauchement de Vallfogona* qui la sépare de la partie déformée de l'avant-pays de l'Èbre, et elle le serait à l'arrière – au Nord – par le *chevauchement de la Serra Cavallera* qui dans le socle utiliserait le Silurien comme niveau de décollement pour faire s'avancer vers le S le Dévono-Carbonifère sur la couverture alpine des unités plus profondes visibles dans la fenêtre du Freser. Dans la partie centrale du domaine étudié, le chevauchement basal de la partie sud-pyrénéenne de la nappe du Cadí – ici le *synclinal de Ripoll* – est le *chevauchement du Cadí*.

La limite Nord a été redéfinie (voir plus haut, en particulier le § 7.6) comme étant le *chevauchement du Ripollès*, le chevauchement de la Serra Cavallera étant considéré comme hercynien; le chevauchement du Ripollès n'affleure que dans la fenêtre du Freser. Du fait de cette importante différence d'interprétation, il paraît préférable de ne plus utiliser le terme de « *nappe du Cadí* ». On peut toutefois pour ne pas introduire trop de changements dans une terminologie consacrée par l'usage sur le versant Sud des Pyrénées orientales, conserver le nom d'*unité du Cadí* pour la partie sud-pyrénéenne de la « *nappe du Cadí* » car sa définition reste inchangée. En réalité, il s'agit plutôt des *unités du Cadí* car on va voir qu'il convient d'en distinguer deux principales (unités du Cadí 1-2 et du Cadí 3-4). De même, on peut continuer d'appeler *chevauchement du Cadí* le chevauchement basal des unités du Cadí sous la ZSP, entre le chevauchement frontal au Sud et la ZA au Nord.

Les unités du Cadí 1-2 incorporent les unités allochtones (*klippes*) de la *Pedraforca* (au Sud-Ouest de laquelle on retrouve l'unité du Cadí dans l'*unité de Port del Comte*), de *Coustouges - Bac Grillera*, *Biure* et *Figueres-Montgri* (*nappe de l'Empordà*). Par ailleurs, le socle hercynien de l'unité du Cadí la plus profonde (Cadí 4) est visible dans les *culminations anticlinales de la Garrotxa* (Figs. 5, 6 et 7).

La structure profonde de la ZSP est connue grâce à des sondages et à de la géophysique dont les résultats ont été synthétisés par Martínez *et al.* (1997). Il apparaît qu'il existe une unité sud-pyrénéenne supplémentaire non affleurante, l'*unité de Serrat*, unité de couverture placée sous le chevauchement du Cadí et au-dessus de l'avant-pays, et s'étendant jusque sous la partie méridionale de la ZA.

La ZSP a fait l'objet d'une cartographie détaillée (X. Berastegui, J. Cirés, A. Martínez, J.A. Muñoz, J. Pujadas, J. Vergès, etc.) à l'origine des nombreuses cartes géologiques espagnoles à 1/50.000 publiées en 1994 et dont une petite partie a été intégrée à la carte française Arles-sur-Tech. Cette cartographie montre la simplicité de la structure de la ZSP à l'Ouest (*synclinal de Ripoll* dans le Ripollès) entre la klippe de la Pedraforca et le méridien de Camprodon, et à l'Est (Alt Empordà) entre la faille d'Albanya et la nappe de l'Empordà, et à l'inverse son extrême complexité dans la zone de la Garrotxa au centre du domaine étudié (Alta Garrotxa). Il n'est pas nécessaire dans le présent travail d'exposer en détail les structures de la ZSP, bien connues grâce à ces cartes

géologiques et à de nombreuses publications, en premier lieu les notices des cartes.

Cependant, à la lumière des avancées de la connaissance de la structure de la ZA, une certaine réinterprétation de la structure générale de la ZSP est nécessaire, notamment dans la zone de la Garrotxa et plus généralement en ce qui concerne les relations entre les unités du Cadí et celles de la ZA.

8.2. Les unités du Cadí 1-2 et du Cadí 3

On appellera *unité du Cadí 1-2* la couverture sud-pyrénéenne étroitement associée au socle de l'unité du Canigou-Ripollès et *unité du Cadí 3* la couverture que l'on peut associer au socle de l'unité du Vallespir bien qu'elle en soit déconnectée cartographiquement (Figs. 4, 5 et 11).

Il n'y a pas de limite structurale à l'intérieur de la ZSP entre les *unités du Cadí 1* et *du Cadí 2*, la seule différence étant que la première à l'Ouest est en contact normal (à l'Ouest du Freser) ou presque normal (région de Camprodon) avec le socle de l'unité du Ripollès, tandis que la seconde au centre et à l'Est, à partir de Rocabruna, est complètement décollée des socles, d'abord de celui de l'unité du Vallespir (chevauchement de Rocabruna, entre Rocabruna et la Sadella) puis de celui des unités profondes de St-Laurent-de-Cerdans et du Roc de France (chevauchements de Bordellat, de la Muga et de Boadella).

La zone du Cadí 1 est structurée par le vaste *synclinal de Ripoll*, grand pli dissymétrique à regard S, le flanc N étant assez fortement penté au S et le flanc Sud faiblement penté au N; il équivaut au synclinal bordier (chap. 6). La zone du Cadí 2 est subdivisée, de part et d'autre de la zone haute de la Garrotxa, en une zone Sud, simple continuation du synclinal de Ripoll, et une zone Nord matérialisant le synclinal bordier, avec le *synclinal de Beget*, l'*unité de Monars* et sa prolongation, le *synclinal de Falgos-Boadella* sous les klippes de Coustouges - Bac Grillera. À la faveur de cette zone haute, l'unité du Cadí 1-2 apparaît nettement chevauchante sur l'*unité du Cadí 3* qui constitue l'essentiel de la zone haute de la Garrotxa. Le contact est net au Nord, c'est le *chevauchement de Monars* qui limite au Sud le synclinal de Beget et l'unité de Monars, et qui se prolonge à l'Est (*chevauchement de Boadella*) jusqu'à la klippe de Biure. Par contre, au Sud, ce contact est plus difficile à repérer, surtout à l'Est de la faille d'Oix, et dans la région de Beuda il est difficile de différencier les unités du Cadí 2 et du Cadí 3. En première approximation, le chevauchement de Monars peut être placé entre la partie peu déformée de la série sud-pyrénéenne (Cadí 2) et sa partie beaucoup plus déformée dans la zone de la Garrotxa (Cadí 3). L'analyse structurale générale permet de considérer le chevauchement de Monars comme la partie sud-pyrénéenne du chevauchement intrasocle du Canigou. En conséquence, il convient de rattacher la zone du Cadí 2 à l'unité du Canigou, et plus généralement l'unité du Cadí 1-2 à l'unité du Canigou-Ripollès; on appellera *nappe du Canigou-Ripollès* cette vaste unité intermédiaire (§ 9.1). L'unité du Cadí 3 est elle-même en contact tectonique avec la partie la plus profonde de la zone de la Garrotxa (unité du Cadí 4, cf. § 8.3).

À l'Est de la faille d'Albanya, on retrouve l'unité du Cadí 2, dont la structure est simple, avec du N au S un étroit synclinal bordier correspondant au *synclinal de Falgos - Bac Grillera - Boadella*, puis l'*anticlinal de La Salut* et enfin le large *synclinal de Vilarig* homologue du synclinal de Ripoll plus occidental. Plus à l'Est encore, l'unité du Cadí 2 disparaît sous le Néogène de l'Empordà. Le présent modèle structural permet de corréler l'unité du Cadí 3 (ZSP) à l'unité du Vallespir (ZA), l'ensemble constituant la *nappe du Vallespir*, bien que ces deux unités soient disjointes cartographiquement (§ 9.1).

L'unité du Cadí 3 – comme celle du Cadí 2 – est décollée du socle de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans; ce décollement majeur se place entre le Garumnien et les marnes de la Formation ilderienne de Sagnari, et il est souligné par des cargneules localement épaisses dérivant sans doute des gypses du sommet du Ga-

rumnien (secteur de Coustouges). Il a valeur de chevauchement puisqu'il se raccorde vers le N dans la ZA au chevauchement du Vallespir (*chevauchement de Bordellat-Muga* à l'Est de la Sadella; *chevauchement de Boadella*); ce chevauchement et celui de Rocabruna représentent la partie arrière du chevauchement sud-pyrénéen du Cadí et il est donc le strict équivalent du chevauchement du Ripollès plus occidental. C'est donc dans le secteur de la Sadella que se trouvent les clés pour comprendre ce dispositif.

Il convient d'insister sur les différences entre le présent modèle et certaines interprétations structurales antérieures, en ce qui concerne le domaine situé à l'Est de Rocabruna. Pour J.M. Fontboté *et al.* (1986) ou E. Clavell *et al.* (1988) avec quelques hésitations, mais explicitement pour H. Papa (1984), B. Laumonier (1987a), J. Pujadas *et al.* ainsi que sur la Mapa estructural de Catalunya (2014; cf. Fig. 13), l'Éocène sud-pyrénéen est nettement décollé du socle de la ZA et est transporté vers le S comme dans le présent modèle. Au contraire, pour A. Martínez *et al.* (1989, 1997), l'Éocène sud-pyrénéen serait en contact quasi normal avec les socles des unités de St-Laurent-de-Cerdans et/ou du Roc de France – à un décollement à valeur de rétrochevauchement près. Ces différences fondamentales portant sur les relations entre la ZSP et la ZA ne sont jamais clairement explicitées par les auteurs. On peut encore noter qu'une interprétation en quelque sorte mixte a été adoptée par T. Baudin (2009) pour le schéma structural de la feuille Arles-sur-Tech (Fig. 11A et § 7.9) : l'unité du Cadí 1-2 serait solidaire du socle de l'unité du Vallespir - Roc de France mais serait chevauchante sur l'unité du Cadí 3 elle-même solidaire du socle de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans.

8.3. Les culminations anticlinales de la Garrotxa (unité du Cadí 4)

Dans l'Alta Garrotxa existent trois culminations anticlinales, déjà décrites par A. Estévez (1973), qui ont les caractéristiques suivantes (Martínez *et al.*, 1989) :

- le socle hercynien et son tégument garumnien y affleurent sous forme de blocs basculés au S;
- chaque culmination est limitée du côté Nord par une faille normale synsédimentaire ilerdienne en général incomplètement inversée;
- chaque culmination est recouverte par un système d'écaillés d'Ilerdien carbonaté ployés anticlinalement.

On reconnaît ainsi, du NE vers le SW (Fig. 5) : la *culmination de Sant-Aniol - Can Coll* avec la *faille de Bassegoda*; la *culmination d'Ormoier* avec la *faille de Talaixà*; la *culmination de Montmajor*. Les culminations sont interprétées comme des duplex avec un chevauchement sommital (*roof thrust*) au toit des écaillés et un chevauchement basal (*floor thrust*) non affleurant; elles s'expliquent par le recoupement en raccourcis (*shortcuts*) des failles normales ilerdiennes par le chevauchement basal. L'ensemble est désigné ici comme *unité du Cadí 4* et apparaît dans trois fenêtres sous l'unité du Cadí 3. Les trois culminations de la Garrotxa constituent le cœur de la zone haute de la Garrotxa, zone qui s'efface assez progressivement vers l'Ouest sous le synclinal de Ripoll mais disparaît brutalement à l'Est contre la faille d'Albanya. À l'Est de cette faille cependant, la petite *culmination de La Salut* (Pujadas *et al.*, 1989) présente une structure analogue à celle des culminations anticlinales de la Garrotxa.

Selon le type de relations entre la série éocène de la ZSP et le socle de la ZA, les duplex de la Garrotxa peuvent s'interpréter de plusieurs manières.

Si le contact ZSP-ZA était normal, le chevauchement du Cadí devrait plonger directement sous la ZA selon le modèle de la nappe du Cadí (Martínez *et al.*, 1989, 1997) invalidé plus haut. Mais si le contact ZSP-ZA est anormal et chevauchant (conformément au modèle développé ici), deux possibilités apparaissent selon que le chevauchement du Cadí passe au-dessus des culminations (c'est-à-dire entre les unités du Cadí 3 et 4) ou en des-

sous des culminations (sous l'unité du Cadí 4). Dans le premier cas – interprétation que personne n'a explicitement proposée –, l'unité du Cadí 4 serait la réapparition dans la ZSP de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans et constituerait l'autochtone relatif de l'unité du Cadí 3; mais les failles normales ilerdiennes inversées limitant au Nord les culminations (avec marnes au Nord et carbonates au Sud) et qui affectent à la fois les séries des unités du Cadí 3 et du Cadí 4 interdisent de séparer ces unités de manière importante. Dans le second cas, l'unité du Cadí 4 doit donc se lire comme représentant des duplex basaux de l'unité du Cadí 3 et comme elle doit être transportée vers le S sur un autochtone relatif non affleurant. La nature du socle de l'unité du Cadí 4 – souvent des granites roses identiques à ceux du Sud de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans et/ou des roches métamorphiques – serait compatible avec les deux solutions; c'est également l'interprétation retenue par J. Pujadas *et al.* (1989) pour la culmination de La Salut¹⁴.

En conséquence, il paraît nécessaire d'associer les unités du Cadí 3 et du Cadí 4 entre elles (*unité du Cadí 3-4*) et de les associer à l'unité du Vallespir (ZA), ensemble que l'on peut appeler *nappe du Vallespir*, de la même manière que l'unité du Cadí 1-2 est rattachée à l'unité du Canigou-Ripollès pour former la nappe du Canigou-Ripollès (§ 8.2). Les blocs de socle de la Garrotxa sont donc déplacés vers le S relativement aux socles de la ZA, comme la nappe du Vallespir elle-même, et la question de leur position initiale – leur patrie – sera discutée plus loin (§ 17.1).

La zone de la Garrotxa est donc une zone structurellement haute, dans laquelle l'unités du Cadí 3-4 apparaît en fenêtre. Son existence est directement liée à celle de l'unité profonde Serrat, évoquée au paragraphe suivant (§ 8.4). On verra (§ 17.1) qu'elle est également héritée d'une zone haute crétacée.

8.4. L'unité profonde de Serrat

Dans le modèle général le plus simple possible, le chevauchement basal des unités de socle de la ZA les plus profondes, c'est-à-dire les unités de St-Laurent-de-Cerdans et de Ribes de Freser, doit nécessairement être incliné vers le N sous la ZA (rampe) et passer en plat (palier) dans la série éocène sous la ZSP pour émerger dans le chevauchement de Vallfogona. Le passage de la rampe au plat est à l'origine de la flexure bordière, qui est donc un pli de rampe frontale tardif (chap. 6). Tous les auteurs s'accordent sur cette nécessité, qui ne dépend pas des diverses interprétations retenues pour les relations entre la couverture de la ZSP et le socle de la ZA discutées ci-dessus. Dans ce modèle, le synclinal de Ripoll, ou plus généralement les unités du Cadí, reposent simplement sur la couverture de l'avant-pays engagée sous la ZSP et la bordure Sud de la ZA, et les unités de socle inférieures de la ZA ne se poursuivent pas sous la ZSP; des complications sont cependant proposées sous l'unité de Ribes de Freser où le socle serait écaillé pour former le duplex du Freser *s.l.* (p. ex.: Muñoz, 1985; Fontboté *et al.*, 1986; Clavell *et al.*, 1988).

Toutefois, la géophysique pétrolière et le forage profond Serrat 1 (réalisé en 1987 au NE de Ripoll) ont montré l'existence sous le synclinal de Ripoll d'une unité allochtone, l'*unité de Serrat*, dupliquant la série éocène de l'avant-pays mais n'atteignant pas le chevauchement de Vallfogona (Martínez *et al.*, 1989, 1997). L'unité de Serrat se prolonge à l'Est sous la zone haute de la Garrotxa, qui doit en partie son existence à sa mise en place, et sous la partie méridionale de la ZA; la prolongation orientale du synclinal de Ripoll au Sud de la zone haute de la Garrotxa a donc valeur de synclinal de rampe frontale lié à la mise en place de l'unité de Serrat. L'unité de Serrat pourrait disparaître assez rapidement à l'Ouest, au vu de la simplicité de la partie occiden-

¹⁴ Mais au contraire des blocs de socle des culminations de la Garrotxa *s.s.*, le socle affleurant dans la culmination de La Salut ne rappelle en rien celui de l'unité du Roc de France situé plus au Nord (granitoïdes et roches très métamorphiques). En effet, il s'agit à La Salut de schistes épizonaux renfermant des calcaires à archéocyathes dont la présence à cet endroit des Pyrénées est difficile à expliquer par la seule tectonique alpine (Laumonier, 1998).

tale du synclinal de Ripoll, ainsi que vers l'E au-delà de la faille d'Albanya. L'unité de Serrat est donc limitée à son sommet par le chevauchement du Cadí et à sa base par le chevauchement basal du prime tectonique sud-pyrénéen qui sous la ZA limite vers le bas les unités inférieures (unités de St-Laurent-de-Cerdans et de Ribes de Freser). Elle souligne l'importance du transport du prisme sud-pyrénéen sur son avant-pays (cf. *infra*).

8.5. Les unités allochtones (klippes)

L'Éocène sud-pyrénéen porte des allochtones grands ou petits, ou klippes (pour les références bibliographiques, voir le chap. 1). On trouve ainsi, d'W en E: la **klippe de la Pedraforca**, à cheval sur les ZSP orientale et centrale; les **klippes de Coustouges**¹⁵, **de Bac Grillera** et **de Biure**; la **nappe de Figueres-Montgri** (ou **de l'Empordà**). Les plus grandes de ces klippes sont structurées en unités superposées et sont essentiellement constituées de séries mésozoïques plus ou moins complètes et de Garumnien, voire d'Éocène inférieur. Du bas vers le haut dans les klippes les plus complexes, on note que le Mésozoïque marin prégarumnien, schématiquement:

- se réduit au Trias et au Campano-Maastrichtien (\pm Santonien supérieur) dans les unités de Coustouges, de Bac Grillera inférieure et de la Pedraforca basale; cette séquence est proche de celle de l'autochtone relatif des klippes (base de la série du Cadí, y compris l'unité de Port de Comte à l'Ouest), de Masarac et d'Amélie-les-Bains;
- se complète par du Jurassique dans les unités de Bac Grillera supérieure et de Biure, auquel s'ajoute du Crétacé supérieur épais dans les unités inférieures de la Pedraforca et de l'Empordà;
- présente également un Crétacé inférieur à moyen épais dans les unités supérieures de la Pedraforca et de l'Empordà.

D'un point de vue structural, les unités sont unanimement décrites comme déplacées du N vers le S, globalement par rapport à la série du Cadí sous-jacente et les unes par rapport aux autres dans les klippes composites, les unités supérieures (Pedraforca supérieure, Bac Grillera sommitale) chevauchant les unités inférieures dès le Crétacé terminal et l'ensemble se mettant en place synsédimentairement sur et dans la série du Cadí à l'Éocène inférieur-moyen. Le cas de la nappe de l'Empordà est moins clair, sa mise en place finle semblant plus tardive (Éocène supérieur) et son origine septentrionale questionnable (§ 16.3).

Quand on déplie ces structures, quatre conclusions capitales s'imposent, sur lesquelles on reviendra plus loin (§ 7.1 et Fig. 18):

- les séries mésozoïques les plus complètes étaient localisées au Nord des séries plus réduites, l'ensemble s'étant déposé entre, au Nord un bassin ouvert et subsident, et au Sud une zone de non dépôt et/ou d'érosion centrée sur le Ripollès et la Garrotxa;
- toutes ces unités de couverture ont une patrie situées à l'aplomb des socles de l'actuelle ZA (pour la discussion concernant la klippe de la Pedraforca, voir le § 16.2);
- les raccourcissements alpins ont été forts, par exemple, la klippe de la Pedraforca, qui mesure 12 km en N-S aujourd'hui, correspond à une portion de bassin large d'environ 25 km, soit un raccourcissement proche de 50 % (Vergès et Martínez, 1988);
- les déplacements vers le S relativement à la série du Cadí ont également été forts, par exemple plus de 40 km pour l'unité de la Pedraforca supérieure.

Les conséquences structurales de ces conclusions seront développées en détail dans la *partie D* (discussion générale sur les

structures alpines des Pyrénées centro-orientales). On verra que la difficulté majeure porte sur l'enracinement des allochtones sud-pyrénéens dans la ZA: s'il est possible à l'Est d'enraciner les unités de Coustouges, Bac Grillera inférieure et (?) Biure dans le chevauchement des Aspres, il n'existe pas dans la ZA centrale de chevauchements alpins, même verticalisés, dans lesquels enraciner l'allochtone de la Pedraforca et, si l'on admet son origine septentrionale, la nappe de l'Empordà, ce qui oblige à envisager un enracinement plus au Nord, au-delà de la ZA et de la FNP, dans la ZNP donc, ce qui est évidemment problématique.

8.6. La faille d'Albanya

La faille d'Albanya, N150°E à N130°E, limite à l'Est la zone de la Garrotxa s.s. C'est une faille remarquable car très polyphasée, et dont trois jeux sont bien attestés:

- au Cuisien, c'est une faille synsédimentaire qui a abaissé le compartiment Ouest;
- au Lutétien, elle a fonctionné en rampe latérale lors de la tectonisation de la zone de la Garrotxa, le raccourcissement étant plus fort dans ce bloc qu'à l'Est de la faille, ce qui est en partie à l'origine de la zone anticlinale de la Garrotxa;
- au Néogène, elle a été reprise dans sa partie méridionale en faille normale abaissant cette fois le compartiment Est.

Il est remarquable qu'au Nord elle devienne presque N-S, séparé – modérément – les klippes de Coustouges et de Bac Grillera puis se raccorde à l'importante faille du Puig del Torn, la rampe latérale dextre qui sépare les unités de St-Laurent-de-Cerdans et du Roc de France lors de la mise en place cette dernière (cf. § 7.7). Il y a là un bel exemple de permanence d'un accident profond.

9. LA NAPPE DU CANIGOU ET LA FENÊTRE DES ALBÈRES

Deux conclusions essentielles se dégagent des analyses faites dans les chapitres précédents:

- une partie importante de la ZA – les unités intermédiaires – et de la ZSP – les unités du Cadí – peut être définie comme une nappe majeure, la **nappe du Canigou** (s.l.);
- sous cette nappe, les unités inférieures sont visibles dans une vaste fenêtre, la **fenêtre des Albères**.

9.1. Notion de nappe du Canigou

La différence la plus importante entre le modèle classique de structure alpine des Pyrénées sud-orientale et le modèle développé dans le présent article concerne les relations entre la couverture alpine de la série sud-pyrénéenne du Cadí et le socle de la ZA. Dans le modèle classique, la couverture sud-pyrénéenne serait partout ou presque partout en contact normal avec le socle de la bordure Sud de la ZA, socle situé au Sud du chevauchement *hors séquence* de Ribes-Camprodon, chevauchement défini dans le Ripollès et se prolongeant dans le Vallespir par le chevauchement du Canigou (§ 7.4 et 8.1); l'ensemble constituerait la « *nappe du Cadí* » qui serait à enraciner quelque part dans la ZA, dans le chevauchement des Aspres probablement, puis la faille de Mérens et/ou de l'Hospitalet ? (Fig. 12A et § 7.2). Ce modèle est donc relativement cylindrique, à quelques complications près.

Dans le modèle proposé ici, le contact entre la couverture sud-pyrénéenne et le socle de la ZA est normal ou presque à l'Ouest et jusqu'à Rocabruna, mais fortement anormal plus à l'Est (§ 4.2). On est ainsi amené à définir deux ensembles tectoniques superposés, dénommés d'après les unités de socle de la ZA impliquées, soit d'W en E et du haut vers le bas:

- la **nappe du Canigou-Ripollès**, avec les unités du Canigou-Ripollès (ZA) et du Cadí 1-2 (ZSP);

¹⁵ La klippe de Coustouges était anciennement connue sous le nom de *lambeau de recouvrement du Pic de Capeil* (Casteras et Auriol, 1958b).

– la **nappe du Vallespir**, avec les unités du Vallespir (ZA) et du Cadí 3-4 (ZSP).

Ces deux nappes présentent beaucoup de points communs, du point de vue lithologique notamment, et ne sont pas forcément déplacées l'une par rapport à l'autre de manière très importante (§ 17.1). On pourrait même dans une certaine mesure considérer la nappe du Vallespir, de développement très inégal, parfois très mince ou absente et dont la structure interne est souvent complexe, comme un mégaduplex basal de la nappe du Canigou-Ripollès. Ces deux nappes peuvent donc être rassemblées dans un ensemble plus vaste qu'on peut appeler simplement **nappe du Canigou**, formée par la totalité de la ZSP (y compris les allochtones après leur mise en place) et d'une partie importante de la ZA, à l'exception de l'unité supérieure des Aspès et des unités inférieures. Ce modèle est beaucoup moins cylindrique que le modèle classique, l'impression de cylindricité étant principalement due à la formation de la flexure bordière, postérieurement à la mise en place de la nappe; l'opposition ZA-ZSP n'est donc pas valable pendant la totalité de la structuration alpine. Un modèle très proche a déjà été esquissé (Laumonier et Baetens, 1986; Laumonier, 1987a), avec la notion d'une nappe du Vallespir constituée (dans la présente terminologie) par les unités du Vallespir, de Planoles et du Ripollès (ZA) et la totalité de la ZSP, l'unité du Canigou étant encore à cette époque mal individualisée sur le versant Sud de la chaîne du fait d'une certaine confluence entre les chevauchements du Canigou et de Ribes-Camprodon dans la ZA et de la non-séparation des unités du Cadí 1-2 et du Cadí 3-4 (§ 7.4 à 7.6).

On retrouve ainsi le modèle tripartite du prisme tectonique ibérique des Pyrénées sud-orientales annoncé au chap. 5. Il est bien constitué par trois ensembles tectoniques majeurs qui sont du haut vers le bas :

- les **unités supérieures** : unité des Aspès (ZA) et unités allochtones (klippes) sud-pyrénéennes,
- la **nappe du Canigou**, unité structurale intermédiaire majeure (ZA et ZSP),
- les **unités inférieures**, sous la nappe du Canigou (ZA).

9.2. Notion de fenêtre des Albères

Dans le modèle classique, le massif du Canigou appartient aux *Lower Thrust Sheets* qui affleurent en une vaste fenêtre se développant largement plus à l'Ouest dans la ZA centrale, les *Middle Thrust Sheets* (c'est-à-dire la « *nappe du Cadí* ») enveloppant périantoclinalement les précédentes vers l'Est (Muñoz *et al.*, 1986; Fontboté *et al.*, 1986) (Fig. 12A). Dans une variante récente de ce modèle (Mapa estructural de Catalunya, 2014), le massif du Roc de France est rattaché aux *Lower Thrust Sheets* (= nappe de l'Orri) et non aux *Middle Thrust Sheets* (= nappe des Noguères) (Fig. 12B).

Dans le présent modèle à l'inverse (Fig. 12D), les unités inférieures (St-Laurent-de-Cerdans, Roc de France, Albères) n'affleurent qu'à l'Est sous la vaste nappe du Canigou dans une fenêtre localisée entre le Haut-Vallespir à l'Ouest, la faille néogène du Tech au Nord et la ZSP au Sud. Cette **fenêtre des Albères**¹⁶, dans laquelle les unités intermédiaires et supérieures manquent car elles ont été érodées, a une origine très polyphasée :

- d'abord, elle est déterminée par la rampe alpine oblique à frontale du Tech (§ 7.9) qui fait passer l'unité des Aspès et la nappe du Canigou loin au-dessus des (futurs) unités inférieures ;
- puis, la flexure bordière soulève la bordure Sud de la ZA (les unités inférieures) et entraîne l'érosion des unités intermédiaires et supérieures à son aplomb ;

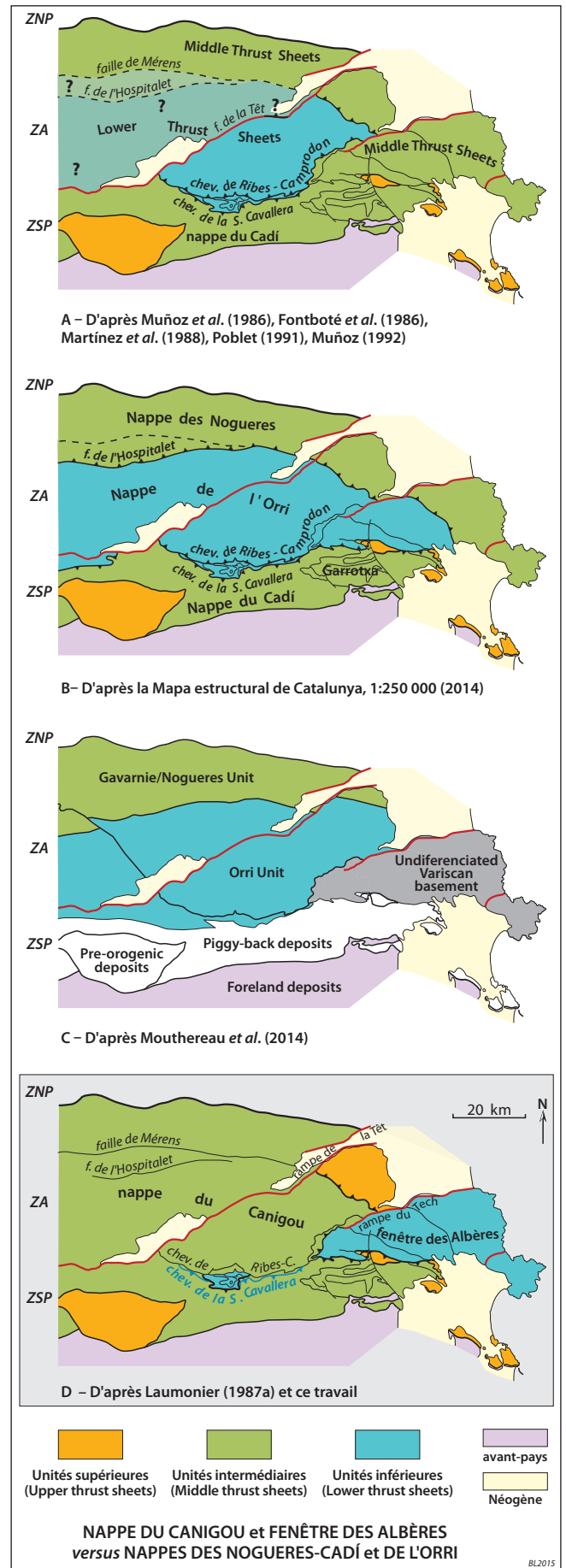


Fig. 12 – Nappe du Canigou et fenêtre des Albères versus nappes des Noguères-Cadí et de l'Orri. Dans les modèles A, B et C, le domaine le plus soulevé/érodé se trouve au centre et vers l'Ouest de la ZA (voir aussi la Fig. 15), alors qu'il est situé à l'extrême Est de la ZA (fenêtre des Albères) et secondairement dans la petite fenêtre du Freser dans le présent modèle.

¹⁶ Autrefois, on appelait parfois *Albères* l'ensemble des actuels massifs du Roc de France (ou monts du Vallespir) et des Albères s.s., massifs aujourd'hui distingués et séparés par l'ensellement du Perthus.

- ensuite, la mise en place de l'unité de Serrat sous la Garrotxa et le Sud de la ZA accentue l'érosion de la ZA, faisant notamment affleurer l'unité inférieure de la ZA la plus profonde (unité de St-Laurent-de-Cerdans), également la plus soulevée;
- enfin, la faille néogène du Tech relève et bascule la pile tectonique située à son mur, du côté Sud, et déclenche la fin de l'érosion de cette partie de la ZA.

Il est à noter que la petite *fenêtre du Freser*, dont il a été question dans les paragraphes précédents et où les unités inférieures affleurent également de manière spectaculaire a une origine plus simple. Elle est avant tout due à l'entaille érosive du Freser et de ses deux affluents (le Rigard à l'Ouest et le Segadell à l'Est) au travers de l'anticlinal bordier. Paradoxalement, cette entaille se superpose à une zone structurellement haute encadrée par les rampes obliques (§ 7.10).

C – LA STRUCTURE ALPINE DES PYRÉNÉES CENTRALES

10. INTRODUCTION

Par Pyrénées centrales, on entend ici le domaine orienté N110°E et long d'environ 130 km situé entre les méridiens de Gavarnie à l'Ouest et de La Seu d'Urgell à l'Est. Dans ce domaine, la chaîne est constituée au Sud de la FNP par trois zones structurales majeures séparées par des contacts tectoniques alpins, soit du N vers le S et du bas vers le haut¹⁷:

- la *Zone axiale* (ZA), large (40-50 km), formée de terrains hercyniens et en bordure Sud de la zone d'un tégument permo-triasique (néocrétacé à l'Ouest) bien développé;
- l'étroite (1 à 10 km) *zone des Nogueras* ou *Nogueres*¹⁸ (ZN), formée de noyaux de socle et de tégument permo-triasique noyés dans le Keuper;
- la *Zone sud-pyrénéenne* (ZSP), large (50-60 km), formée de terrains de couverture méso-cénozoïques; du Sègre à la Cinca, la ZSP centrale se confond avec une très grande unité allochtone composite appelée *Unité sud-pyrénéenne centrale* (USPC; Séguret, 1972); elle passe progressivement vers l'W au bassin sud-pyrénéen occidental qui en représente le substratum structural; elle se prolonge vers l'E par l'unité de la Pedraforca.

Comme dans les Pyrénées orientales, cette zonation est largement déterminée par la *flexure bordière* large de 10 à 20 km, à regard S, dont l'emprise correspond au Sud de la ZA (anticlinal bordier), à la totalité de la ZN et au Nord de la ZSP (synclinal bordier); toutes les structures préalpines (schistosité et chevauchements hercyniens) et alpines (discordance socle-couverture, chevauchements) sont basculées au S, notamment dans la ZN.

Un des principaux enjeux de l'interprétation de cette région est de mettre en relation les structures alpines des trois zones structurales. De ce point de vue, le travail fondateur a été en 1970 la thèse de M. Séguret (Séguret, 1972) consacrée principalement à la ZSP centrale et à la ZN; bien que déjà ancien, ce travail reste d'une lecture stimulante, même si certaines des interprétations ont rapidement été discutées (Garrido-Megías et Ríos, 1972; Garrido-Megías, 1972), et les problèmes y sont exposés avec la plus grande clarté. Précisons que c'est au milieu des Pyrénées centrales qu'a été réalisé en 1985-1986 le profil sismique ECORS-Pyrénées dont l'une des interprétations (Muñoz, 1992;

Berástegui *et al.*, 1993) est devenue en quelque sorte le modèle "standard" de la structure alpine des Pyrénées centrales, en particulier de la ZA, et par extension de l'ensemble de la chaîne (hors massifs basques); on y reviendra longuement pour le remettre partiellement en question dans la *partie D* (voir en particulier le paragraphe 16.2). On abordera successivement la ZA centrale (chap. 11, Figs. 4 et 13), la ZN (chap. 12) et la ZSP centrale (chap. 13, Fig. 14).

11. LA ZA CENTRALE

La ZA centrale (Figs. 4 et 13) est constituée de socle hercynien et à sa bordure Sud d'un tégument stéphanien et permo-triasique généralement surmonté – différence majeure avec les Pyrénées sud-orientales – par un Keuper évaporitique très développé; à l'extrême Ouest cependant, le Permo-Trias disparaît et le tégument est néocrétacé. La partie sud-occidentale de la ZA centrale, sur une centaine de kilomètres entre Gavarnie et la Noguera Pallaresa, montre une forte structuration alpine, structuration qui est moins évidente plus au Nord – sur le versant français – ainsi qu'à l'Est de la Noguera Pallaresa (Haut-Pallars, Andorra) dans la zone de transition entre les Pyrénées centrales et orientales.

11.1. Le chevauchement et la nappe de Gavarnie

Le contact alpin le plus spectaculaire et le plus célèbre des Pyrénées centrales est évidemment le *chevauchement de Gavarnie*, connu de longue date (Bresson, 1903). Il se voit magnifiquement dans la fenêtre de Gavarnie et plus à l'Est, dans la haute vallée de la Neste d'Aure. Dans cette région, le chevauchement est subhorizontal et il dessine une belle fermeture périantoclinale du fait de sa position sur la crête de l'anticlinal bordier qui s'ennoie lentement vers l'W. Du côté Sud de l'anticlinal bordier, il bascule brutalement au S et s'engage sous la ZSP; du côté Nord, il conserve un pendage N faible sur une trentaine de kilomètres vers l'E dans les hautes vallées des Nestes. Dans ces secteurs, le chevauchement de Gavarnie transporte vers le S de 15 à 20 km la *nappe de Gavarnie* sur un autochtone relatif formé de socle et de tégument néocrétacé ou triasique.

Plus à l'Est encore, sur environ 40 km dans le Vall d'Aran et jusqu'au Port de la Bonaigua, le pendage N du chevauchement de Gavarnie s'accroît fortement et son devenir vers l'E est problématique (Soler *et al.*, 1998; cf. § 11.3). Signalons – on y reviendra dans la *partie D* – qu'en fonction d'un modèle général de la structure des Pyrénées centrales (Muñoz, 1992; Berástegui *et al.*, 1993) que l'on contestera, le chevauchement de Gavarnie a été renommé *chevauchement des Nogueres*, et en conséquence la nappe de Gavarnie est devenue la partie radicale dans la ZA de la *nappe des Nogueres* visible au Sud de la ZA dans la ZN. Il semble préférable de ne pas utiliser cette terminologie, qui dépend trop du modèle utilisé.

La nappe de Gavarnie s'étend largement vers l'Ouest dans la ZA occidentale (Choukroune *et al.*, 1968) et vers le Nord dans la ZA centrale. Des déformations alpines importantes affectent le Nord-Ouest de la nappe de Gavarnie: *chevauchements des Eaux-Chaudes* et *de Cinq-Monts* qui engagent le socle et la couverture; failles E-W encadrant le dôme hercynien de Pierrefite et séparant ce dernier du pluton de Cauterets-Panticosa; etc. En direction de l'E, vers les Pyrénées centrales, ces contacts alpins nord-occidentaux se prolongent *pro parte* par des accidents E-W intrasocle de fort pendage, vers le N généralement, mais parfois vers le S; d'W en E, on peut citer les failles encadrant les petits dômes hercyniens de Chiroulet et de Lesponne ainsi que les plutons granitiques de Néouvielle et de Bordères (y compris le Trias recouvrant ce dernier), les zones mylonitiques NW-SE traversant le pluton de Néouvielle, la *faille de Bosost* qui coupe en deux le dôme du même nom (ou dôme de la Garonne), la *faille de Couflens-Aulus*

¹⁷ Pour une excellente bien que déjà ancienne présentation de la géologie des Pyrénées centrales, voir Mirouse (1992).

¹⁸ Nogueras en castillan (et en français), Nogueres en catalan. Zone ainsi dénommée (Dalloni, 1910) d'après le nom des deux principales rivières qui la traversent, la Noguera Pallaresa et la Noguera Ribagorçana (Ribagorçana en catalan...).

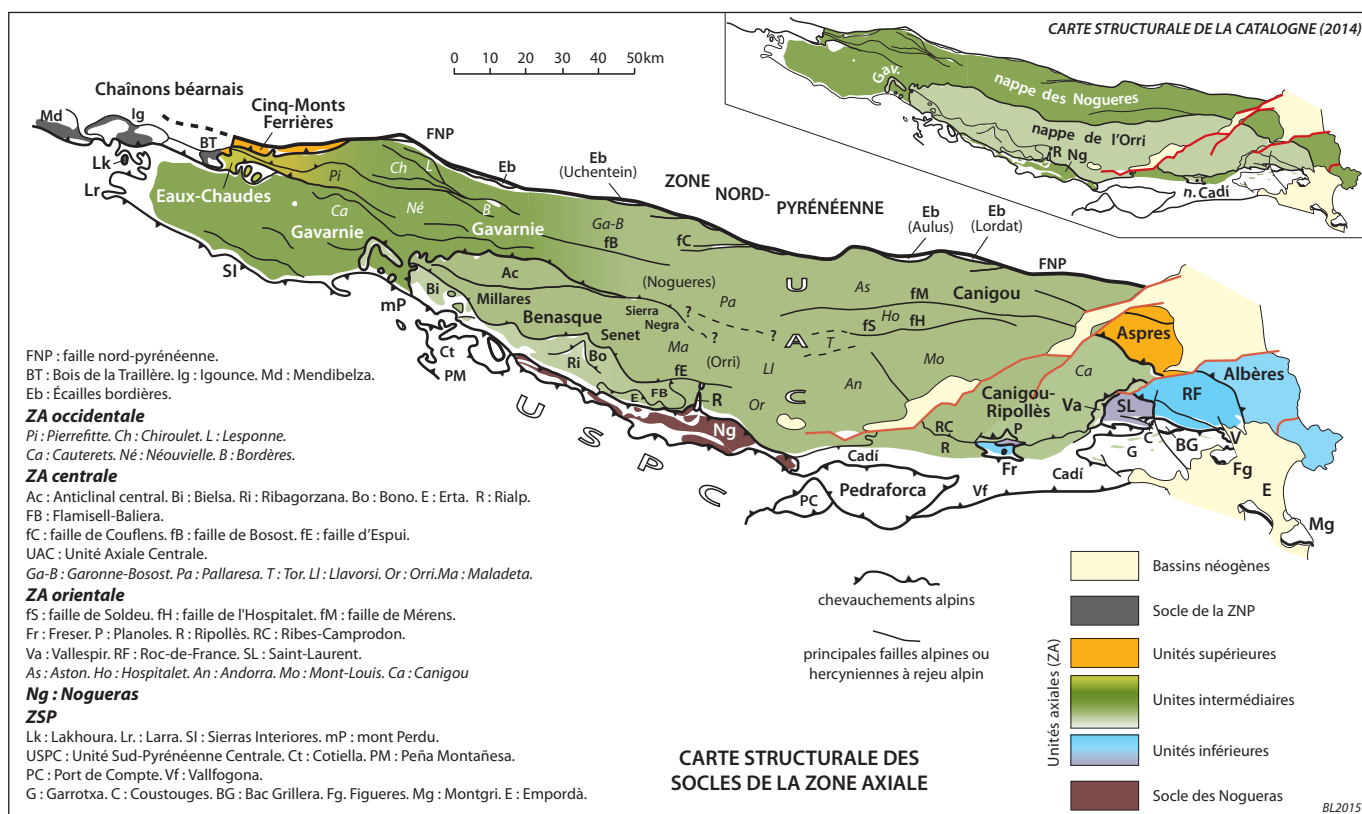


Fig. 13 – Carte structurale des socles de la Zone axiale. En encart, d'après la Mapa estructural de Catalunya (2014).

injectée d'ophites triasiques, etc. Il s'agit d'accidents hercyniens, en tout cas préalpins, avec un rejeu alpin en faille inverse faible à modéré. En effet, bien que disloqué par la tectonique alpine, le socle de la nappe de Gavarnie dans la ZA centrale ne présente pas de déformations tangentielles alpines majeures, si l'on exclut que ces accidents de fort pendage soient des chevauchements alpins verticalisés (§ 3.3 et discussion au chap. 14).

11.2. L'unité de Benasque

Entre le chevauchement de Gavarnie à l'Ouest et au Nord, et la base de la ZSP ou de la ZN au Sud, sur une longueur de 80 km et une largeur de 15 à 25 km, se développe l'autochtone relatif de la nappe de Gavarnie, qui a été appelé **unité de Benasque** (Müller et Roger, 1977 ; Poblet, 1991) ou encore **domaine de l'Alta Ribagorza** (García-Sansegundo, 1992).

Au Sud du chevauchement de Gavarnie apparaît une première unité alpine, l'**Anticlinal central**, qui est séparé des zones plus méridionales par une faille préalpine dont un rejeu alpin inverse est très probable¹⁹. Au Sud de l'Anticlinal central, sur une largeur de 10 à 20 km, la structure alpine est très complexe, en particulier sur le méridien de la vallée de la Noguera Ribagorzana (Mey, 1967, 1968) ; c'est la **zone de chevauchement de Castanesa** de J. García-Sansegundo, 1992) où sont reconnus deux chevauchements – ou zones de chevauchement – alpins faiblement pentés N et trois unités structurales, soit du N vers le S et du haut vers le bas, l'**unité de Senet** ou **unité de la Sierra Negra**, le **chevauchement de Senet**, l'**unité de Bono** ou **unité du Baliera**, le **chevauchement de Bono** et l'**unité de la Ribagorzana**.

L'unité de Senet, la plus large, inclut le vaste pluton hercynien de la Maladeta, lequel est parcouru de bandes mylonitiques consi-

dérées pour partie comme alpines, plus précisément comme hercyniennes avec un rejeu alpin modéré. Si le chevauchement de Bono ne se suit que sur environ 20 km, sa trace semblant se perdre vers l'W et vers l'E, en revanche le chevauchement de Senet se prolonge loin vers l'WNW jusqu'à rejoindre le chevauchement de Gavarnie à 50 km de là ; dans cette région occidentale (Martínez-Peña *et al.*, 2003 ; Casas *et al.*, 2003 ; Román-Berdiel *et al.*, 2006 ; Jolivet *et al.*, 2007) il est connu sous le nom de **chevauchement de Millares**, lequel sépare au Nord l'**unité de Millares** (= unité de Senet) et au Sud l'**unité de Bielsa**²⁰. Le **chevauchement de Bielsa**, non affleurant, transporte l'unité de Bielsa sur l'**unité de Guarga**, autochtone relatif du prisme tectonique sous la ZA et qui s'étend largement au Sud-Ouest sous la ZSP.

À l'Est, le chevauchement de Senet se redresse et devient la **faille d'Espui**, faille inverse E-W qui se suit sur 20 km jusqu'à Rialp et au-delà à travers le massif de l'Orri. Le compartiment inférieur/méridional de la faille d'Espui est clivé par le **chevauchement d'Erta**, l'**unité d'Erta** (encore appelée **unité de Sant Quiri**) surmontant l'**unité du Flamisell-Baliera** ; ce contact tangentiel penté S au Sud du fait de la flexure bordière et penté E dans la vallée de la Noguera Pallaresa est considéré comme hercynien par certains auteurs (Mey, 1967 ; García Senz, 2009), alpin par d'autres (Berástegui *et al.*, 1993 ; Gil Peña et Barnolas, 2001 ; Saura et Teixell, 2006) ou encore hercynien et réactivé à l'Alpin (Poblet, 1991).

11.3. Les unités de l'Orri et de Rialp

Le problème majeur dans la région est la continuation en direction de l'E du chevauchement de Gavarnie. Il est bien établi que dans le Vall d'Aran il n'est plus qu'une faille inverse au jeu modeste (Soler *et al.*, 1998) tandis que plus à l'Est encore, dans le Haut-Pallars et en Andorre, le devenir du chevauchement de Gavarnie – si tant est qu'il continue d'exister – est problématique. Le plus sou-

¹⁹ Faille diversement appelée *faille de Joeu* (Kleinsmiede, 1960), *faille de Consaterre* (Clin, 1962), *faille d'Esera-Gistain* (Zwart, 1979), *accident de Gistain-Esera* (Clin *et al.*, 1989), *chevauchement du Port de la Picada - Vallarties* (García-Sansegundo, 1992), *faille d'Eriste-Vallarties* (Pérez Cáceres *et al.*, 2012)...

²⁰ Ces structures avaient été précédemment dénommées du N au S *unité de Posets-Millares-Box*, *chevauchement du Col de Sahún* et *autochtone* (Rios *et al.*, 1979).

vent (Poblet, 1991 ; Muñoz, 1992 ; Berástegui *et al.*, 1993 ; Soler *et al.*, 1998), il est envisagé que le chevauchement de Gavarnie file plein E et passe au milieu de l'anticlinorium de la Pallaresa en empruntant – semble-t-il – la **faille de Lladorre** (Capellà et Carreras, 1996), puis rejoindrait la **faille d'Arinsal** qui fait la limite Nord du synclinal de Tor-Casamanya et au-delà se raccorderait à la **faille de Soldeu-l'Hospitalet**. Il est parfois envisagé de le faire passer plus au Sud par le **chevauchement d'Estaron** qui sépare le massif de la Pallaresa du synclinal de Llavorsi (Mouthereau *et al.*, 2014 ; Fig. 12C), ou plus au Nord par la **faille de Mérens**. Néanmoins, de nombreux auteurs considèrent que tous ces accidents sont hercyniens à rejeu alpin faible ou modéré, voire nul, de même que le **chevauchement de Pal** qui fait la limite Sud du synclinal de Tor-Casamanya ou le **chevauchement de Llavorsi** qui longe le flanc Sud du synclinal de Llavorsi (p. ex. : Casas *et al.*, 1989 ; Cirés *et al.*, 1990 ; Clariana, 2015).

Dans ces régions, il devient donc difficile, sinon impossible, d'identifier avec certitude la nappe de Gavarnie/Noguères. Néanmoins, à l'Est de la Noguera Pallaresa, tout l'autochtone relatif situé au Sud de l'hypothétique prolongement du chevauchement de Gavarnie a été défini (Muñoz, 1992) comme **unité de l'Orri**, du nom du massif de terrains présiluriens situé au Sud du synclinal de Llavorsi.

Entre Sort et Rialp, au fond de la vallée de la Noguera Pallaresa, la présence de Trias en fenêtre tectonique (**fenêtre de Rialp**) permet de définir, sous l'unité de l'Orri, une unité plus profonde, appelée **unité de Rialp**, dont elle est séparée par le **chevauchement de l'Orri** (Muñoz, 1992) ; l'unité de Rialp est elle-même un autochtone relatif, son chevauchement basal ou **chevauchement de Rialp** n'étant pas affleurant. L'unité de l'Orri est donc à l'Est de la Noguera Pallaresa l'équivalent de l'unité de Benasque, bien que les auteurs varient sur la façon précise de faire le raccord : l'unité de Rialp pourrait être l'équivalent de l'unité de la Ribagorzana (García-Sansegundo, 1992), ou bien l'unité d'Erta serait distincte de – et superposée à – l'unité de l'Orri (Saura et Teixell, 2006), etc.

11.4. Notion d'Unité axiale centrale (UAC)

Il apparaît clairement que la tectonique tangentielle alpine qui affecte si fortement la moitié occidentale de la ZA s'atténue progressivement vers l'E et au-delà de la Noguera Pallaresa il n'existe aucun véritable chevauchement alpin dans la ZA jusqu'aux chevauchements du Vallespir, du Canigou et des Aspres dans la ZA orientale, comme cela a déjà été signalé (§ 7.3 ; cf. aussi chap. 15). On propose d'appeler **Unité axiale centrale** (UAC) ce vaste (100 x 50 km) compartiment de socle, qui n'est autre en définitive que l'unité du Canigou-Ripollès de la ZA orientale (§ 9.1).

12. LA ZONE DES NOGUERAS

La **zone des Noguères** (Dalloni, 1913 ; Jacob *et al.*, 1927 ; Mey, 1968 ; Séguret, 1964, 1972 ; Williams, 1985 ; Muñoz, 1992 ; Berástegui *et al.*, 1993 ; Saura, 2004 ; Saura et Teixell, 2006) est une zone structurale étroite mais très complexe intercalée entre la ZA sur laquelle elle repose au Nord et la ZSP qui la recouvre au Sud. Structuralement, il s'agit de têtes anticlinales de socle (Dévonien) et de tégument (Stéphano-Permien et Trias inférieur) noyées dans le Keuper évaporitique et basculées au S jusqu'à se présenter comme des « *têtes plongeantes* » ou « *faux synclinaux* » transportés vers le S. Ces structures sont aujourd'hui interprétées comme des plis de rampe frontale résultant de l'inversion des failles normales pentées N qui limitaient au Sud des hémigrabens stéphano-permiens.

Selon M. Séguret (1972) ainsi que G.D. Williams (1985), les unités des Noguères pourraient s'enraciner dans les chevauchements méridionaux de Bono ou de Senet, le déplacement vers le S étant modéré (1 à 13 km). J.A. Muñoz (1992) a quant à lui

distingué des unités inférieures petites et faiblement déplacées (quelques kilomètres au plus) vers le S par rapport au socle de la ZA, et des unités supérieures plus grandes et reposant sur les précédentes ou bien directement sur le socle de la ZA à l'Est, et davantage déplacées vers le S (20 km environ) ; ces unités supérieures s'enracineraient assez loin au Nord dans la ZA, plus précisément dans le chevauchement de Gavarnie, raison pour laquelle il a renommé ce dernier **chevauchement des Noguères**, la nappe de Gavarnie devenant la **nappe des Noguères**.

Pour E. Saura (2004) et E. Saura et A. Teixell (2006), les unités inférieures se réduisent à quelques petites écaïlles situées au toit de l'unité d'Erta, le reste – l'essentiel – de la ZN (unités de Freixe, Castells, Arcalís-Españ, etc.) appartenant à la nappe des Noguères (= nappe de Gavarnie). Ces interprétations impliquent que le chevauchement de Gavarnie/Noguères conserve son importance jusqu'en Andorre, ce qui est plus que douteux (§ 11.3 et chap. 14). La question sous-jacente est donc la suivante : faut-il rattacher la ZN à la ZA – c'est l'interprétation classique – ou à l'USPC – c'est l'interprétation développée ici (§ 16.3).

13. LA ZSP CENTRALE

13.1. L'unité et le chevauchement du mont Perdu

Au Sud de la fenêtre de Gavarnie (Fig. 14), la couverture alpine du socle de la nappe de Gavarnie, ici réduite au Crétacé supérieur - Paléogène en l'absence de Trias, est décollée au niveau du Crétacé supérieur et est chevauchante vers le S, formant l'**unité du mont Perdu**, qui ne serait que faiblement déplacée par rapport à l'unité de Gavarnie s.s. sur le **chevauchement du mont Perdu** (Séguret, 1972). Sous le nom de **Sierras Interiores** puis de **chevauchement de Larra**, ce dispositif se continue jusqu'à l'extrémité de la ZA, quelques 70 km plus à l'Ouest (Teixell et García-Sansegundo, 1995 ; Teixell, 1998). Vers l'ESE, le socle de la nappe de Gavarnie disparaissant, l'unité du mont Perdu – ici recouverte par l'USPC –, repose tectoniquement sur le socle et son tégument triasico-crétacé de l'unité de Bielsa. Vers le Sud, le chevauchement du mont Perdu semble s'amortir dans l'Éocène de la couverture sud-pyrénéenne de l'unité de Gavarnie, d'où le nom d'**unité de Gavarnie - mont Perdu** ou simplement d'**unité de Gavarnie** (s.l.) généralement utilisé pour la ZSP occidentale (Séguret, 1972).

13.2. L'Unité sud-pyrénéenne centrale (USPC)

Les terrains méso-cénozoïques de la ZSP centrale forment une vaste unité tectonique trapézoïdale (110 km de long au Nord et

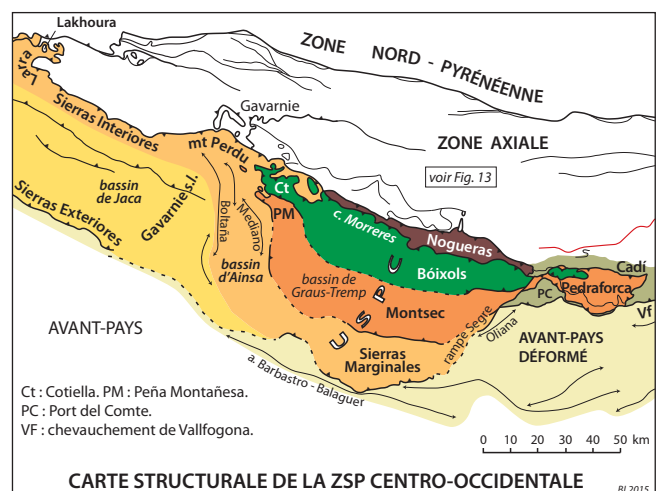


Fig. 14 – Carte structurale de la Zone sud-pyrénéenne centro-occidentale. Seuls les éléments structuraux essentiels sont figurés sur ce schéma.

70 km au Sud, 50 km de large), l'**Unité sud-pyrénéenne centrale** (USPC; Séguret, 1972), qui est constituée de trois unités superposées en séquence, soit du haut vers le bas et du N vers le S :

- l'**unité de Bóixols**, constituée principalement par l'ancien bassin particulièrement subsident au Crétacé inférieur d'Organyà-Aulet, inversé dès la fin du Crétacé (p. ex. : Bond et McClay, 1995; Ardèvol *et al.*, 2000; García Senz, 2002; Martínez-Peña et Casas, 2003; Mencos *et al.*, 2015); la terminaison occidentale de l'unité de Bóixols est l'**unité de Cotiella**;
- l'**unité de Montsec**, qui transporte passivement l'unité de Bóixols-Cotiella et est déplacée d'au moins 10 km vers le S sur le **chevauchement de Montsec**, s'est mise en place à l'Éocène inférieur (Cuisien *s.l.*); sa terminaison nord-occidentale est l'**unité de la Peña Montañesa**;
- les **Sierras Marginales** ou **Serres Marginalis**, dont la limite Sud est le **Chevauchement frontal sud-pyrénéen**, très polyphasé (Éocène moyen-supérieur à Oligocène supérieur).

En limite Nord, l'USPC est en contact avec la ZN par un contact penté S, soustractif, le **chevauchement de Morrerres**, souvent considéré comme un rétrochevauchement (cf. *infra*). L'USPC se prolonge clairement à l'Est dans la klippe de la Pedraforca dont l'unité supérieure correspond à l'unité de Bóixols et l'unité inférieure à l'unité de Montsec. Au Sud-Est, elle repose par une zone de rampe oblique senestre NE-SW, la **rampe du Segre**, sur l'unité du Port del Comte (ZSP orientale) ou directement sur l'avant-pays déformé (Vergés, 2003). À l'Ouest, l'unité de Montsec (unité de Montsec-Bóixols) repose sur l'unité du mont Perdu et sur la partie orientale de la ZSP occidentale ou **bassin d'Ainsa**, qui est *pro parte* l'équivalent de l'unité des Sierras Marginales (Vergés *et al.*, 2002). Il est à noter que seul l'ensemble constitué par les unités de Montsec-Bóixols et de la Pedraforca constitue clairement une klippe; de ce point de vue la dénomination d'USPC (Séguret, 1972) est quelque peu trompeuse car si elle inclut les Sierras Marginales, elle n'inclut pas le bassin d'Ainsa.

Le bassin d'Ainsa est affecté par des chevauchements à vergence W et des plis N-S (**Boltaña**, **Mediano**, etc.). Elle a valeur de rampe oblique dextre et/ou de zone de rotation dextre d'âge éocène moyen-supérieur, synchrone de la mise en place de l'unité de Gavarnie, avec comme conséquence que l'unité de Montsec-Bóixols est déplacée d'une cinquantaine de kilomètres vers le S relativement à la ZSP occidentale (Fernández *et al.*, 2012; Muñoz *et al.*, 2013).

La ZSP sud-occidentale ou **bassin de Jaca** (Teixell et García-Sansegundo, 1995; Teixell et Muñoz, 2000) correspond sensiblement à l'**unité de Gavarnie** s.s. de M. Séguret (1972). Elle est limitée au Sud par le chevauchement frontal sud-pyrénéen ou **Sierras Exteriores**, actif à l'Éocène moyen-supérieur (mise en place de l'unité de Gavarnie) et à l'Oligocène (mise en place de l'unité de Guarga, sous-jacente).

Parmi les problèmes posés par l'USPC, unité allochtone majeure (§ 16.2), l'un concerne précisément son degré d'allochtonie (Roure et Choukroune, 1992). Les bordures Sud, Est et Ouest sont évidemment chevauchantes sur l'Éocène-Oligocène sud-pyrénéen. Mais le fait que les bordures Est et Ouest sont des rampes obliques laissait ouverte la possibilité que la partie centrale de l'unité soit simplement décollée de son substratum autochtone au niveau du Keuper (p. ex. : Séguret, 1972; Solé Sugañes, 1978, 1983), ce qui serait compatible avec un déplacement modéré de l'USPC vers le S. Cependant, il semble bien qu'elle soit en réalité partout chevauchante sur le Garumnien-Paléogène peu ou pas déformé de l'avant-pays (Cámara et Klimovitz, 1985), c'est-à-dire qu'il s'agit d'une véritable nappe de charriage, ce qui implique un déplacement important, sans doute supérieur à 60 km pour l'arrière de l'unité (c'est à dire *grosso modo* l'unité de Bóixols) relativement à cet avant-pays (le déplacement serait moindre pour la partie frontale, compte tenu de la déformation interne de l'USPC et du fait d'amortissements synsédimentaires dans l'Éocène).

Le déplacement des unités sud-pyrénéennes par rapport à la ZN et aux socles de la ZA et la question de leur patrie sont un autre problème, qui sera traité dans la *partie D* (cf. en particulier les § 16.2 et 17.1).

D – MODÈLE GÉNÉRAL DE LA STRUCTURE ALPINE DES PYRÉNÉES CENTRO-ORIENTALES

Dans cette dernière partie :

- on examinera la question des déformations alpines dans la ZA (chap. 14);
- on comparera la structure de la ZA et de la ZSP orientales et centrales (chap. 15);
- on discutera des relations entre les allochtones sud-pyrénéens, la ZN et la ZA, d'abord par l'examen de coupes N-S (chap. 16), puis d'une carte palinspatique (chap. 17, Fig. 18);
- on verra en quoi les interprétations proposées obligent à repenser les relations entre la ZSP, la ZN et la ZA, entre elles d'une part avec la ZNP d'autre part (chap. 18), ce qui débouchera sur un nouveau schéma structural des Pyrénées alpines éocènes (chap. 19).

14. IMPORTANCE DES DÉFORMATIONS ALPINES DANS LA ZA

La question majeure est la suivante : la ZA a-t-elle été vigoureusement ployée anticlinalement à l'Alpin, après ou pendant le fonctionnement des chevauchements intrasocle, de telle sorte que les chevauchements les plus anciens auraient été verticalisés dans la moitié Nord de la ZA ? La réponse à cette question implique notamment d'avoir une idée précise de l'attitude originelle des structures préalpines, hercyniennes principalement, d'une part les microstructures (schistosités), d'autre part les mégastructures (zones mylonitiques en particulier).

14.1. La schistosité hercynienne majeure et sa déformation alpine

Dans la ZA des Pyrénées centrales, sur la transversale de la Noguera Pallaresa, la schistosité hercynienne majeure Sm (schistosité dominante, dite encore régionale) est subhorizontale voire à pendage S au Sud du massif de l'Orri, à pendage N de plus en plus fort dans le centre (massifs de Llavorsi et de la Pallaresa) et subverticale voire à fort pendage S au Nord (Nord du massif de la Pallaresa, Haut-Salat). Elle dessine donc un éventail qui a été mis en évidence dès les années 1960 (Zandvliet, 1960). Cette disposition soulève un certain nombre de questions plus ou moins interdépendantes :

- l'éventail de schistosité est-il primaire – et dans ce cas il est nécessairement hercynien – ou bien secondaire ?;
- si l'éventail de schistosité est secondaire, est-il hercynien ou alpin ?;
- la schistosité hercynienne était-elle initialement peu pentée puis a été basculée au N au Nord, ou au contraire est-elle née avec un fort pendage avant d'être basculée au S au Sud ?;
- mais – question préalable – s'agit-il partout de la même schistosité, en d'autres termes la schistosité plate du massif de l'Orri est-elle identique à la schistosité raide de la Pallaresa, ou bien est-elle antérieure ou bien encore postérieure ?; dans le premier cas, il s'agit d'un véritable éventail, mais pas forcément dans les deux derniers cas ;

– plus à l’Est, sur la transversale des dômes de l’Aston-Hospitalet, la dernière question se reformule ainsi : l’infrastructure – domaine profond à schistosité plate ployée dans ces dômes – est-elle synchrone de la suprastructure – domaines plus superficiels à schistosité raide développés à distance des dômes –, ou bien est-elle plus ancienne ou encore plus récente ?

Toutes ces questions très complexes ont été débattues à diverses reprises pour les Pyrénées centro-orientales (p. ex. : Zwart, 1979, 1986 ; Carreras et Capellà, 1994 ; Carreras et Debat, 1996 ; Clariana, 2015), et on ne peut pas considérer la question comme entièrement résolue aujourd’hui. Précisons que pour presque tous les auteurs, la schistosité majeure visible dans le socle, qu’elle soit plate ou raide, est sauf très localement hercynienne et non alpine. Dans les Pyrénées orientales, pour G. Guitard et l’auteur du présent article (Guitard, 1960, 1970 ; Laumonier et Guitard, 1978 ; Guitard *et al.*, 1998 ; Laumonier *et al.*, 2010 ; notice Prats-de-Mollo), c’est – d’une manière générale et sauf dans les domaines très chauds et plus ou moins fondus – une seule et même schistosité majeure précoce (S1), plate ou à faible pendage N initial, qui s’observe à tous les niveaux structuraux et qui ensuite a pu être déformée, plus particulièrement lors du *doming* (D2b) tardif. Dans ces régions, il n’y a pas d’éventail de la schistosité S1, qui était plate initialement et peut l’être aujourd’hui encore jusque dans le Dévono-Carbonifère, et il devient donc difficile de différencier clairement infrastructure et suprastructure ²¹. Toutefois, il est indéniable que la schistosité majeure S1 a été déformée à l’Alpin, mais seulement dans deux domaines étroits, au Sud dans l’anticlinal bordier où S1 est basculée au S (chap. 6), et au Nord le long de la FNP où S1 est basculée au N, son faible pendage N initial étant alors accentué (cf. *infra*). Rien *a priori* ne s’oppose à ce qu’il en soit de même dans la ZA centrale.

14.2. La déformation alpine des mégastructures hercyniennes

Aucun auteur ne s’est intéressé spécifiquement à cette question, mais tout ce que l’on sait (voir Carreras et Debat, 1996 pour une synthèse déjà ancienne) des mégastructures hercyniennes de la ZA (plis couchés, chevauchements et détachements précoces D1 ; mégaplis tardifs D2 ; plutons mis en place syn-D2 ; etc.) implique qu’elles n’aient pas été perturbées de manière notable par la tectonique alpine, sauf là encore au niveau de la flexure bordière méridionale et à proximité immédiate de la FNP, ainsi qu’il vient d’être dit à propos de la schistosité majeure hercynienne. En particulier, il est tout à fait exclu que ces structures aient été fortement basculées au N dans la moitié Nord de la ZA, aussi bien en ce qui concerne les dômes (Garonne, Aston-Hospitalet) que les grandes failles (Mérens, l’Hospitalet) ou les plutons (Quérigut-Millas, Bassiès) ; le pluton de Bassiès semble d’ailleurs recouper la schistosité hercynienne majeure déjà verticalisée, la verticalisation étant donc nécessairement hercynienne. En conséquence, il s’ensuit que les zones mylonitiques D3 de fort pendage, si elles ont pu jouer en inverse à l’Alpin, ne doivent pas leur attitude à un basculement alpin mais sont nées, vers 300 Ma, comme des « failles ductiles » inverses à inverses-dextres (§ 3.3) ; il ne s’agit pas des racines verticalisées de chevauchements alpins.

14.3. La ZA centrale n’est pas un méga-anticlinal alpin mais un bloc soulevé

Selon J.A. Muñoz (1992) et X. Berástegui *et al.* (1993), dans leur interprétation du profil ECORS-Pyrénées, la ZA centrale serait structurée en un méga-anticlinal alpin (Fig. 15A et B), plus pré-

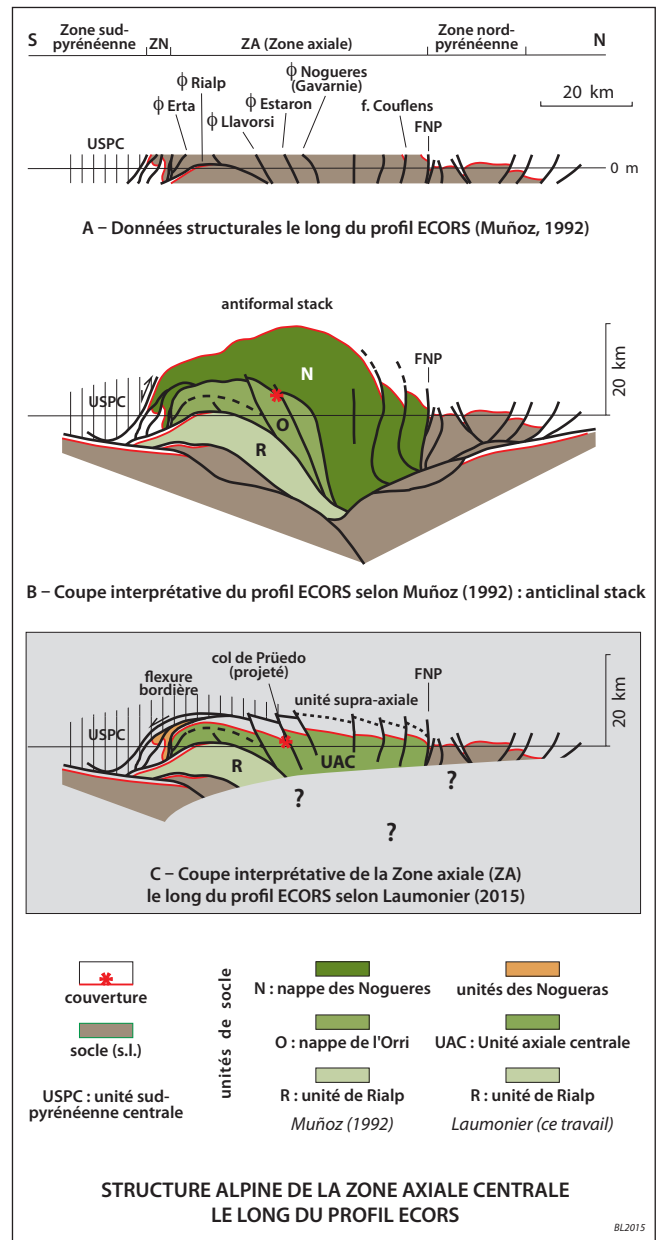


Fig. 15 – Structure alpine de la Zone axiale centrale le long du profil ECORS-Pyrénées. Explications dans le texte.

cisément un anticlinal de nappes (*antiformal stack*). Cet anticlinal affecterait conjointement les mégastructures hercyniennes et les chevauchements alpins, ces derniers, initialement à pendage N modéré (20 à 30°), présentant aujourd’hui des pendages forts (60-90°) N au Nord et S au Sud ; dans ce modèle, les zones mylonitiques et les failles à fort pendage N seraient elles-mêmes des chevauchements alpins basculés au N, voire verticalisés, et ce serait en particulier le cas du chevauchement des Noguères/Gavarnie, de la faille de Couflens et plus à l’Est des failles de Soldeu-l’Hospitalet et de Mérens. L’anticlinal alpin serait un mégapli très serré, les deux flancs N et S étant subverticaux. Il aurait porté la limite socle-couverture – virtuellement, car l’érosion a sans doute accompagné le soulèvement – jusqu’à une vingtaine de kilomètres d’altitude. Ce modèle est explicitement ou implicitement admis par presque tous les auteurs plus récents, à de rares exceptions près (p. ex. : Soler *et al.*, 1998).

Or, on vient de le voir au paragraphe précédent, l’examen des structures hercyniennes indique que la ZA centro-orientale, sauf à ses bordures Sud et Nord, a été pour l’essentiel simplement soulevée *en bloc* et au plus faiblement (0-20°) basculée au N à l’Alpin, le classique éventail de schistosité de la ZA centrale le long du

²¹ Cependant, des modèles différents à une seule schistosité majeure mais tardive (S2) ou bien à deux schistosités majeures, l’une précoce (S1) et l’autre tardive (S2), ont été proposés par les auteurs catalans (p. ex. : Santanach, 1972 ; Capellà, 1991 ; Liesa, 1994 ; discussion *in* notice Prats-de-Mollo).

profil ECORS-Pyrénées – disposition dont l'interprétation complète reste à faire – relevant bien davantage de la tectonique hercynienne que de la tectonique alpine. En d'autres termes, la majeure partie de la ZA se présente comme un *coin soulevé* (*pop-up*) entre la flexure bordière au Sud et la FNP au Nord (Fig. 15C).

La limite socle-couverture est donc restée proche de l'horizontale à l'échelle de la ZA, et n'a été que peu soulevée, ce qu'atteste la présence de Permo-Trias au col de Prüedo, 25 km à l'W du profil ECORS (Soler *et al.*, 1998). Dans ce secteur en effet, l'importance du chevauchement de Gavarnie étant très faible (cf. *supra*), on peut donc considérer que le Permo-Trias matérialise le toit de l'UAC et ne peut pas avoir été enfoui sous une très épaisse nappe de socle des Noguères, comme l'impliquerait le modèle de J.A. Muñoz (1992); il y a là une différence majeure sur laquelle on reviendra (§ 16.2). Le modèle de J.A. Muñoz (1992) doit donc être fortement modifié en ce qui concerne la ZA, en conséquence principalement de l'absence de chevauchements alpins basculés au N ou verticalisés dans le centre-Nord de la ZA. Il convient ici de rappeler que l'hypothèse de la verticalisation de contacts alpins dans la ZA avait été discutée quelques années auparavant et très clairement disqualifiée dans un bel article (McCaig, 1986), article non pris en compte ni même cité dans Muñoz (1992). On verra (chap. 18) que la structure de la ZA occidentale, comparable à celle de la ZA orientale, renforce cette conclusion.

15. COMPARAISON DE LA STRUCTURE ALPINE DES PYRÉNÉES ORIENTALES, CENTRALES ET OCCIDENTALES

Il est essentiel tout d'abord d'insister sur la parfaite continuité entre les parties orientale et centrale de la ZA, la transition se faisant par un vaste domaine où n'existe à l'affleurement aucun chevauchement alpin, ayant conservé son pendage N faible ou bien encore verticalisé par basculement au N. C'est l'**Unité axiale centrale** (UAC), c'est-à-dire l'unité du Canigou-Ripollès définie dans les Pyrénées orientales (§ 11.4). En effet, la distinction entre – selon la terminologie de J.A. Muñoz (1992) – une unité des Noguères (= nappe de Gavarnie) et une unité de l'Orri est impossible dans ce domaine. Cependant, d'incontestables chevauchements alpins clivant l'UAC apparaissent à l'Est (chevauchement du Canigou) et à l'Ouest (chevauchement de Gavarnie), avec un déplacement relatif pouvant atteindre ou dépasser 5 km, entre l'UAC et, d'une part l'unité sous-jacente du Vallespir à l'Est, et d'autre part l'unité sus-jacente de Gavarnie à l'Ouest. Il est tentant de lire ce dispositif comme un relai latéral entre trois unités de socle majeures superposées, soit d'W en E et du haut vers le bas, l'unité de Gavarnie, l'UAC (= unité du Canigou-Ripollès) et l'unité du Vallespir.

Ce relai est rendu bien visible par un niveau d'érosion de plus en plus profond depuis l'Ouest où la ZA s'ennoie sous sa couverture néocrétacée jusqu'à l'Est où l'unité du Vallespir repose sur les unités de socle inférieures dans la fenêtre des Albères (§ 9.2; Figs. 12 et 13) – ou bien pour le dire autrement par un plongement axial de la ZA faible mais persistant vers l'W.

La variabilité E-W de la ZSP est en revanche beaucoup plus marquée, les ZSP orientale, centrale et occidentale présentant des différences sensibles (Fig. 14).

Cependant, en considérant conjointement la ZA et la ZSP et en faisant abstraction des unités les plus élevées (allochtones sud-pyrénéennes, unités des Eaux Chaudes, de Cinq-Monts et des Aspès dans la ZA), on peut identifier, d'W en E et du haut vers le bas, cinq ensembles structuraux majeurs qui sont :

- l'unité de Larra - Sierras Interiores - mont Perdu, c'est-à-dire la partie Nord de la ZSP occidentale et son prolongement approximatif dans la zone d'Ainsa et les Sierras Marginales;
- l'unité des Noguères (ZN), qui relaie vers l'E l'unité du mont Perdu;

- l'unité de Gavarnie, correspondant au socle de la nappe de Gavarnie (ZA) et à la couverture de la ZSP occidentale (bassin de Jaca);
- l'UAC et la nappe du Canigou (ZA) ainsi que les unités du Cadí (ZSP orientale);
- les unités inférieures, visibles dans les fenêtres de Rialp (ZA centrale), du Freser et surtout des Albères (ZA orientale).

Cet empilement est antérieur à la formation de la flexure bordière, elle-même liée à la mise en place des unités profondes de Bielsa à l'Ouest (l'unité non affleurante de Guarga, sous la ZSP occidentale, relayant vers l'Ouest l'unité de Bielsa), de Rialp au centre et de St-Laurent-de-Cerdans à l'Est. Sur chaque transversale N-S les chevauchements inférieurs sont plus jeunes que les chevauchements supérieurs et les déforment, selon un dispositif en *séquence* :

- dans les Pyrénées orientales, la mise en place des allochtones sud-pyrénéennes sur la série du Cadí (à l'Éocène inférieur *s.l.*) est antérieure à celle de la nappe du Canigou (à l'Éocène moyen *s.l.*), elle-même antérieure à son plissement synclinal (synclinal de Ripoll) lié à la mise en place des unités inférieures et à la flexure bordière à l'Éocène moyen-supérieur;
- dans les Pyrénées centro-occidentales, les âges proposés varient légèrement en fonction de l'interprétation du dispositif structural adoptée: le système de Larra - mont Perdu daterait de l'Éocène moyen *s.l.*; il serait plus jeune que la mise en place de l'unité de Montsec à l'Éocène inférieur, mais plus ancien que le chevauchement de Gavarnie à l'Éocène supérieur *s.l.* (et *a fortiori* plus ancien que le chevauchement de Guarga plus profond, oligocène supérieur).

La mise en place de la nappe de Gavarnie serait ainsi approximativement synchrone de celle des unités inférieures orientales (Éocène moyen-supérieur), ce qui implique un certain diachronisme E-W, notamment de la flexure bordière qui serait légèrement plus ancienne à l'Est (Éocène supérieur) qu'au centre-Ouest (Oligocène inférieur). Par ailleurs, il est certain que la tectonique tangentielle s'achève plus tôt à l'Est (à l'Oligocène inférieur: chevauchement de Vallfogona) qu'au centre (à l'Oligocène supérieur: Sierras Marginales) et qu'à l'Ouest (Miocène inférieur: Sierras Exteriores). C'est dans ce cadre structural et chronologique que doivent être interprétés les allochtones sud-pyrénéennes.

16. RELATIONS ENTRE LES ALLOCHTONES SUD-PYRÉNÉENNES, LA ZN ET LES SOCLES DE LA ZA

Rappelons d'abord que les unités allochtones sud-pyrénéennes à série méso-cénozoïque, de l'USPC à la nappe de l'Empordà, reposent tectoniquement sur les séries de couverture sud-pyrénéennes, selon des modalités variables :

- dans les Pyrénées orientales, le substratum des klippen de la Pedraforca, Coustouges, Bac Grillera et Biure est l'Éocène inférieur des unités du Cadí (chap. 8); les unités du Cadí sont par ailleurs largement chevauchantes sur l'avant-pays, mais elles sont en contact normal ou presque avec le socle de certaines unités de la ZA (Ripollès, Vallespir), ce qui permet de définir la nappe du Canigou (§ 9.1);
- dans les Pyrénées centrales, au-delà de la rampe oblique du Segre, l'USPC apparaît directement chevauchante sur l'avant-pays; tout se passe comme si la continuation de la série du Cadí était incorporée dans l'USPC, plus particulièrement dans les Sierras Marginales, du fait de la présence de Keuper qui impose un niveau de décollement profond; l'USPC repose au Nord sur les unités sous-jacentes (mont Perdu, Noguères) par le (rétro ?)chevauchement de Moreres;

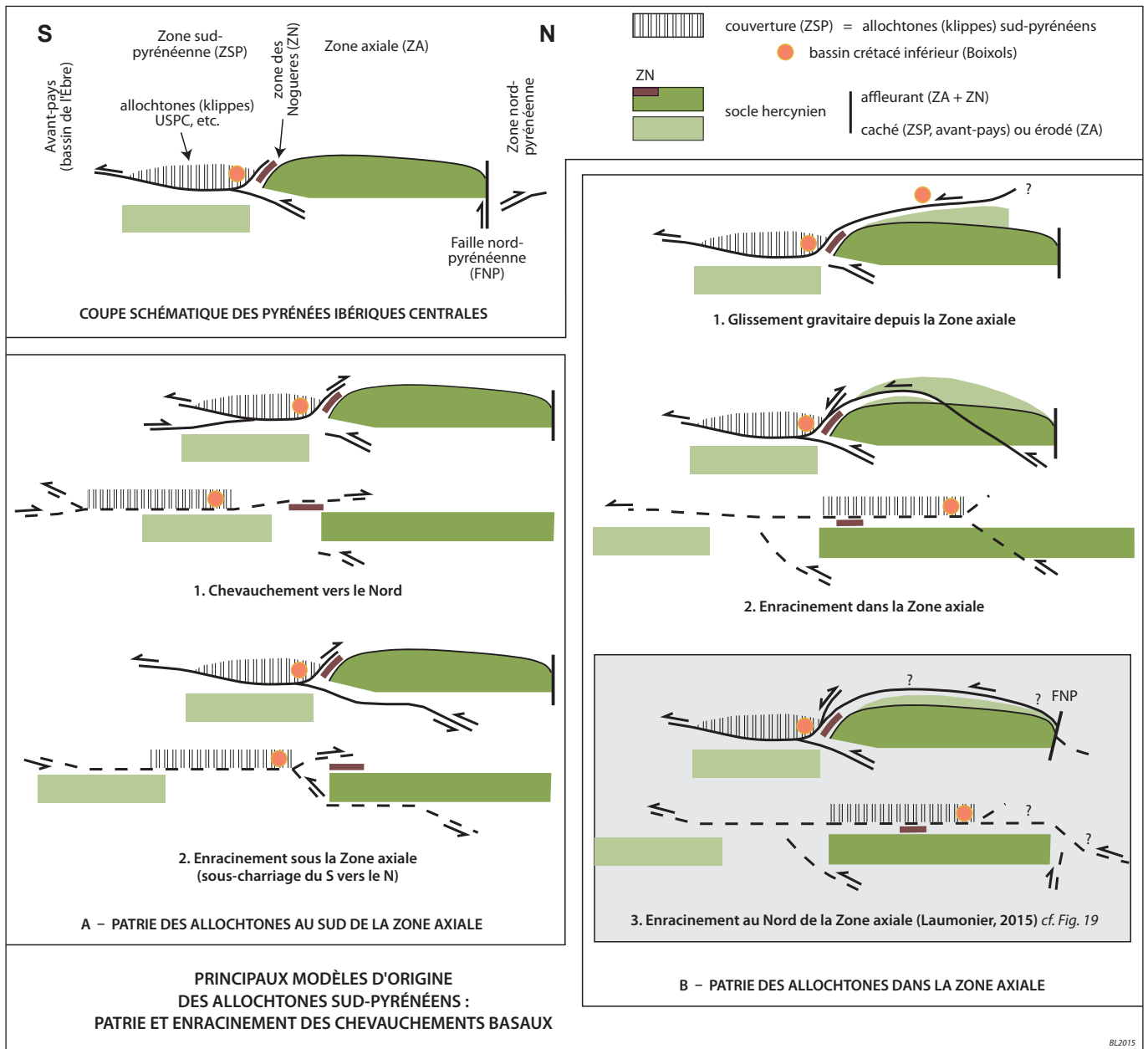


Fig. 16 – Principaux modèles d'origine des allochtones sud-pyrénéens : patrie et enracinement des chevauchements basaux. Cette figure, très conceptuelle, s'applique d'abord aux Pyrénées centrales, mais est également valable pour les Pyrénées orientales, si l'on ne tient pas compte de la ZN.

– vers l'Ouest, mais de manière nettement moins brutale (zone d'Ainsa), l'USPC passe à la série sud-pyrénéenne occidentale (Éocène-Oligocène du bassin de Jaca) de l'unité de Gavarnie (§ 13.1); de manière remarquable, il n'y a pas de véritable allochtone dans cette région occidentale, si l'on fait exception de l'unité du mont Perdu, faiblement déplacée.

16.1. Présentation du problème et diversité des solutions possibles

Un problème majeur de géologie alpine des Pyrénées est celui des relations entre les allochtones sud-pyrénéens et les socles de la ZA. Ce problème peut se décomposer en trois questions qui sont en partie, mais en partie seulement, indépendantes :

- où doit-on enraciner les chevauchements basaux des unités allochtones de la ZSP (et de la ZN) : dans la ZA ou bien ailleurs, au Sud de la ZA voire au Nord ?
- quelle était la patrie (la position antétectonique) de ces unités allochtones, et donc où sont les socles hercyniens

dont ces unités constituaient la couverture alpine ; s'agit-il de ceux qui affleurent aujourd'hui dans la ZA ou non ?

- quel est mécanisme de mise en place de ces allochtones, s'agit-il de glissements gravitaires et/ou de chevauchements compressifs ?

Les réponses à ces questions ont beaucoup varié au cours du dernier demi-siècle (Fig. 16), mais les changements d'interprétation n'ont pas toujours été bien discutés, ni même bien explicités, par les auteurs.

Dans ce chapitre le problème va être abordé par l'analyse de coupes structurales N-S; ensuite (chap. 17), on en proposera une approche cartographique palinspatique et paléogéographique pour les Pyrénées orientales. Plusieurs solutions à la question des relations entre les allochtones sud-pyrénéens et la ZA sont possibles théoriquement et la plupart d'entre elles ont été proposées à un moment ou à un autre. La figure 16 illustre de façon conceptuelle ces diverses solutions, plus spécialement dans le cas de l'USPC et de la Pedraforca mais aussi de la ZN. On examinera d'abord le cas de l'USPC et de la Pedraforca (§ 16.2), celui de la ZN (§ 16.3), puis celui des klippes de Coustouges, Bac Grillera

et Biure (§ 16.4), et enfin le cas de la nappe de l'Empordà qui pose des problèmes spécifiques (§ 16.5).

16.2. L'USPC et l'unité de la Pedraforca

Jusqu'à la fin des années 1960, les interprétations tectoniques de ces massifs ont été hésitantes. Ils ont été considérés comme subautochtones, ou bien modérément allochtones et transportés vers le N (p. ex. : Jacob *et al.*, 1927) (Fig. 16-A1) ou vers le S, ou encore comme formant des structures extrusives à double déversement vers le N et le S (p. ex. : Ashauer, 1934) ou, dans un modèle plus récent, vers l'E et l'W (Megías, 1982, 1988). Ces interprétations sont aujourd'hui presque unanimement abandonnées.

• Le modèle de M. Séguret (1972)

Le travail de base en ce qui concerne la ZSP centrale est celui de M. Séguret (1972[1970]) qui a vigoureusement défendu un modèle général impliquant :

- l'allochtonie de ces massifs, en totalité pour l'unité de la Pedraforca, en partie au moins pour l'USPC qui serait seulement décollée au niveau du Keuper dans sa partie centrale (§ 13.2);
- un déplacement du N vers le S d'environ 40 km de la partie arrière (Nord) des massifs, déplacement synchrone du fonctionnement en surface de bassins sédimentaires syn-tectoniques éocènes;
- la patrie de la moitié Nord de l'USPC et de la totalité de l'unité de la Pedraforca – avec notamment le bassin crétacé inférieur qui se retrouve aujourd'hui dans les unités de Bóixols-Cotiella et de la Pedraforca supérieure – sur la moitié Sud de la ZA;
- un enracinement du chevauchement basal de ces unités dans la ZA, dans le chevauchement de Gavarnie (?);
- à l'Ouest, un décollement avec déplacement vers le S de la couverture néocrétacée-paléogène du socle de la nappe de Gavarnie (ZA), à l'origine de l'unité du mont Perdu (ZSP);
- une mise en place sous les effets conjoints de la gravité (glissement gravitaire depuis la ZA en cours de surrection) et de la compression (chevauchements, plissement, aplatissement et soulèvement dans la ZA);
- un déplacement de la ZN vers le S relativement à la ZA, sous l'USPC, et son enracinement dans la ZA.

Dans ses grandes lignes, ce modèle structural, en tant que tel ou pour ce qui concerne la patrie des allochtones sud-pyrénéens sur la ZA (modèles B1 et B2 de la Fig. 16; voir aussi le chap. 15), a été utilisé pendant plus de vingt ans (p. ex. : Solé-Sugrañes, 1973, 1978, 1983; Souquet *et al.*, 1977, 1980; Labaume *et al.*, 1985; Puigdefàbregas et Souquet, 1986; Séguret *et al.*, 1985; Séguret et Daignières, 1986; Bilotte, 1985; Nijman, 1989; Vergés et Martínez, 1988) et l'est encore (p. ex. : Canérot, 2008). Rares ont été les travaux remettant en cause l'allochtonie et/ou l'origine septentrionale de l'USPC et de l'unité de la Pedraforca (p. ex. : Megías, 1982; Ullastre *et al.*, 1987).

• Le modèle de J.A. Muñoz (1992)

Cependant, dès le milieu des années 1980 (Parish, 1984; Williams et Fischer, 1984; Williams, 1985; Cámara et Klimovitz, 1985) et notamment avec l'introduction de la technique des coupes équilibrées, sont apparues des coupes structurales dans lesquelles le bassin crétacé inférieur et en conséquence la totalité de l'USPC – c'est là la principale différence d'avec le modèle précédent – ont leur patrie d'origine et ont toujours évolué au Sud des socles actuellement affleurants de la ZA (socle de la nappe de Gavarnie et de son autochtone relatif). C'est un modèle de ce type (Fig. 16A2; Fig. 17A) qui a été développé pour l'interprétation du profil sismique ECORS-Pyrénées qui justement passe par le milieu de l'USPC (Vergés et Muñoz, 1990; Muñoz, 1992; Berástegui *et al.*, 1993).

Dans ce modèle :

- l'ensemble ZSP+ZN+ZA est globalement transporté vers le S sur un chevauchement basal profond non visible sauf à son émergence au niveau du chevauchement frontal sud-pyrénéen, c'est-à-dire que l'enracinement se fait pour l'essentiel sous – et non dans – la ZA, l'avant-pays étant largement sous-charrié sous cet ensemble;
- les socles des unités de la ZA (unités des Noguères, de l'Orri et de Rialp) ainsi que la ZN s'insèrent en coin sous la bordure septentrionale de la ZSP, laquelle est en retour rétrocharriée sur la ZN grâce au rétrochevauchement de Morrerres, avant que l'ensemble ne soit basculé au S;
- il n'y a donc pas lieu d'enraciner l'USPC dans la ZA qui n'en constitue pas la patrie;
- le bassin crétacé inférieur constituait la couverture du socle de la partie méridionale – non visible aujourd'hui – de l'unité de l'Orri, et l'unité de Montsec la couverture du socle de l'unité de Rialp;
- le socle de la ZA a été considérablement raccourci, avec formation d'importants chevauchements alpins et leur verticalisation (formation d'un *anticlinal stack*; Fig. 15);
- la mise en place des diverses unités résulte de processus purement compressifs et non gravitaires.

Ce modèle est depuis utilisé dans quasiment toutes les présentations des Pyrénées alpines (p. ex. : Muñoz, 2002), dans des études plus régionales (p. ex. : Martínez-Peña et Casas, 2003; Oliva Urcia *et al.*, 2011) ou encore dans les modélisations de l'évolution tectonique alpine (p. ex. : Beaumont *et al.*, 2000; Filleaudeau *et al.*, 2011; Erdős *et al.*, 2014; Mouthereau *et al.*, 2014). C'est, rappelons-le, parce que dans cette interprétation l'unité et le chevauchement de Gavarnie sont raccordés à la ZN et à son chevauchement basal qu'ils ont été renommés unité et chevauchement des Noguères.

• Le modèle de J. Vergés (1993)

Mais le modèle de J.A. Muñoz (1992) est évidemment difficile à appliquer à l'Ouest et à l'Est de l'USPC. En effet, à l'Ouest l'unité de Cotiella repose sur l'unité du mont Perdu, laquelle est elle-même déplacée vers le S et décollée du socle (*s.l.*) de la nappe de Gavarnie sur lequel elle repose, ce qui semble impliquer pour l'unité de Cotiella une patrie plus au Nord, sur la ZA; c'est également une conséquence implicite – mais seulement implicite – de l'analyse récente des structures du bassin d'Ainsa (Fernández *et al.*, 2012; Muñoz *et al.*, 2013). À l'Est, de manière encore plus évidente, il apparaît une difficulté majeure si on essaie d'appliquer le modèle de J.A. Muñoz (1992) à l'unité de la Pedraforca, dont tous les auteurs admettent une origine septentrionale et un enracinement dans la ZA, sauf précisément à remettre en cause son allochtonie – ce qui n'est que très rarement proposé –, ou bien à la dissocier de l'USPC (Nijman, 1989).

Pour dépasser cette contradiction, un modèle subtilement différent du modèle de J.A. Muñoz (1992) a été développé sur la transversale de la Pedraforca (Vergés, 1993; Vergés *et al.*, 1995, 2002; Vergés et García-Senz, 2001). Dans ce modèle alternatif (Fig. 17B), le découpage et la structure générale de la ZA en trois unités de socle majeures (Noguères, Orri, Rialp) ployées en *anticlinal stack* sont conservés, mais le bassin crétacé inférieur (aujourd'hui dans l'unité de la Pedraforca supérieure) est associé, non pas à l'unité de l'Orri comme dans le modèle de J.A. Muñoz (1992), mais à l'unité des Noguères plus septentrionale et plus haute dans la pile tectonique, c'est-à-dire que sa patrie se trouvait sur le socle aujourd'hui affleurant de l'unité de l'Orri dans l'actuelle ZA méridionale, et non au Sud de la ZA. Ce modèle est donc de type B2 (Fig. 16), et apparaît en définitive très proche de celui de M. Séguret (1972).

Il existe donc aujourd'hui, pour interpréter les allochtones sud-pyrénéens centraux, deux modèles superficiellement proches mais qui sont en réalité antinomiques, contradiction qui n'est

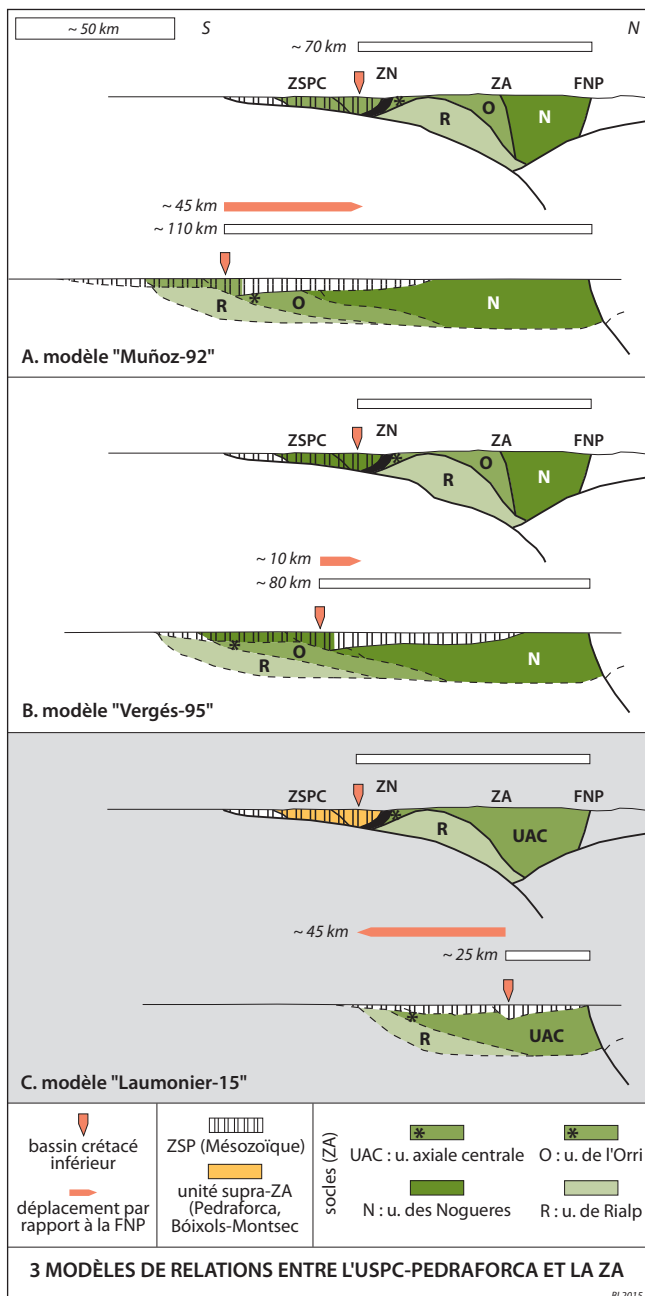


Fig. 17 – Trois modèles de relations entre l'USPC-Pedraforca et la ZA. Pour rendre la comparaison plus facile, les modèles "Vergès-95" et "Laumonier-15" ont été dessinés à partir du modèle "Muñoz-92", ils sont donc très schématiques...

jamais explicitée par les auteurs: un modèle "Muñoz-92", et un modèle "Vergès-95" qui semble en être une variante mais qui en réalité équivaut au modèle "Séguret-72".

Le modèle "Vergès-95", développé pour interpréter l'unité de la Pedraforca, pourrait sans contradiction logique être étendu à l'USPC. Plus précisément, les modèles "Muñoz-92" et "Vergès-95" sont tous les deux envisageables géométriquement pour l'USPC le long du profil ECORS-Pyrénées, mais seul le modèle "Vergès-95" est acceptable pour l'unité de la Pedraforca à l'Est ainsi que pour l'unité de Cotiella à l'Ouest; il serait donc préférable, pour interpréter l'ensemble USPC-Pedraforca, de choisir le modèle "Vergès-95" en remplacement du modèle "Muñoz-92". Il est à noter que dans ce cas la ZN, au lieu d'être simplement la partie distale de la nappe des Noguères, pourrait aussi bien s'interpréter comme un duplex à la base de l'USPC (§ 16.3); c'est pourquoi, au vu de cette incertitude, il est préférable de conserver pour la partie Nord de la ZA l'appellation unité (nappe) de Gavarnie, plus neutre que celle de nappe des Noguères.

• Le modèle de B. Laumonier (2015)

Toutefois, les deux modèles "Muñoz-92" et "Vergès-93" se heurtent à une même objection majeure, à plusieurs reprises déjà signalée dans le présent article, qui est l'absence de chevauchement alpin intra-ZA important dans le domaine défini comme l'UAC, et spécialement l'absence d'une prolongation orientale aujourd'hui basculée au N de ce qui aurait été le chevauchement de Gavarnie (chap. 11). C'est de peu d'importance pour le modèle "Muñoz-92", dans lequel seule la ZN serait à enracciner dans la ZA – mais pas l'USPC, peut-être même est-ce là une des raisons qui ont présidées à la construction de ce modèle –, mais cela semble rhédictoire pour le modèle "Vergès-95", où il est nécessaire de déplacer fortement vers le S l'unité de la Pedraforca – et l'USPC – et de les enracciner dans la ZA, comme il vient d'être dit. On doit donc envisager de remplacer ces modèles par un modèle "Laumonier-15" (Fig. 16-B3; Figs. 15 et 17C) dans lequel les allochtones sud-pyrénéens centraux appartiendraient, non pas à l'UAC (laquelle regroupe les unités de Gavarnie/Noguères et de l'Orri des autres modèles), mais à une unité supérieure plus élevée que l'on peut appeler *unité supra-axiale*, indépendante, mais qu'il faudra alors enracciner au Nord de la ZA; on reviendra sur cette nécessité et ses conséquences au chap. 18. Les trois modèles "Muñoz-92", "Vergès-95" et "Laumonier-15" sont conceptuellement illustrés par la Fig. 17, construite sur la base du modèle "Muñoz-92"²². Parmi les différences significatives qui apparaissent clairement entre les trois modèles, il faut souligner que:

- le Nord de l'USPC et de l'unité de la Pedraforca, c'est-à-dire le bassin crétacé inférieur, était situé dans l'état initial pré-tectonique (au Crétacé supérieur) à respectivement 110, 80 et 25 km au Sud de la (future) FNP, pour un éloignement actuel d'environ 70 km; en d'autres termes, le bassin crétacé inférieur s'est rapproché d'environ 45 km de la limite Nord de l'actuelle ZA dans le modèle "Muñoz-92" alors qu'il s'en est éloigné d'environ 45 km dans le modèle "Laumonier-15", sa place ayant peu changé dans le modèle "Vergès-95";
- le bassin crétacé inférieur était situé sur les socles aujourd'hui affleurants de la ZA dans les modèles "Vergès-95" et "Laumonier-15" alors qu'il était au Sud dans le modèle "Muñoz-92";
- le socle formant la ZA a été beaucoup moins raccourci dans le modèle "Laumonier-15" que dans les autres modèles, pour deux raisons principales, la première étant que le nombre d'unités majeures y est plus réduit (2 au lieu de 3, l'UAC regroupant les unités de Gavarnie/Noguères et de l'Orri), la seconde étant que le bombement anticlinal postnappes (*anticlinal stack*) est beaucoup moins prononcé puisqu'il n'y a pas de chevauchements alpins verticalisés dans le centre-Nord de la ZA (§ 15-3);
- en conséquence, le domaine préalpin ibérique crétacé est approximativement deux fois plus étroit dans le modèle "Laumonier-15" que dans les modèles "Muñoz-92" et "Vergès-93" (de l'ordre de 80 km contre 160 km).

• Conclusion

Pour résumer, c'est la double contrainte de la nécessité d'une patrie des allochtones sud-pyrénéens centraux (USPC et unité de la Pedraforca) au-dessus de la ZA – et non au Sud – et de l'absence de chevauchement alpin dans une très large partie centrale de la ZA (l'UAC) qui impose d'enracciner ces allochtones au Nord de l'actuelle ZA par le moyen d'un *chevauchement supra-axial* (Fig. 15C).

²² Sur la Fig. 17, les coupes restituées pour le Crétacé supérieur – avant le début des déformations tangentiels – ne peuvent être que conceptuelles puisque à ce moment les séries éocènes sud-pyrénéennes ne sont pas encore déposées alors que la structuration commence dans les zones les plus internes, notamment par l'inversion du bassin crétacé inférieur; l'objectif est ici de visualiser comment socle et couverture mésozoïque vont se distribuer dans les principales unités tectoniques paléogènes et de visualiser les différences majeures entre les trois modèles.

16.3. La Zone des Nogueras (ZN)

Comme cela a été évoqué plus haut, la ZN pose un peu les mêmes problèmes que l'USPC-Pedraforca: vraisemblable origine septentrionale des unités des Nogueras nées de l'inversion de failles normales stéphano-permiennes (en particulier, la faille normale fini-hercynienne qui très vraisemblablement prolongeait vers l'E l'accident de Gavarnie et ici appelée *faille du Haut-Pallars*), mais absence de véritable chevauchement alpin – basculé ou non – dans la ZA dans lequel enraciner un déplacement important vers le S (chap. 12 et § 16.1). Une solution possible à ce dilemme consiste à envisager une mise en place de la ZN en deux temps:

- il y aurait d'abord inversion (finicrétacée) de l'accident de Gavarnie - Haut-Pallars, à cette époque racine dans le socle de la faille normale méso-crétacée faisant la limite Sud du bassin d'Aulet-Bóixols et de la Pedraforca supérieure (§ 17.2), et formation d'anticlinaux de rampe frontale;
- ensuite, à l'Éocène inférieur, ces structures seraient tronquées et transportées vers le S par le chevauchement basal de l'unité supra-axiale, c'est-à-dire au Sud le chevauchement basal de l'USPC; la mise en place finale de la ZN serait ainsi étroitement liée à celle de l'USPC, la ZN constituant un mégaduplex (aujourd'hui, un *foreland-dipping duplex*) à la base de cette dernière.

Par ailleurs, il est remarquable que la ZN relaie vers l'Est l'unité du mont Perdu, elle-même à la base de la partie nord-occidentale de l'USPC.

Géométriquement – mais pas chronologiquement – la ZN comme duplex basal de l'USPC est également analogue aux culminations anticlinales de la Garrotxa (unité du Cadí 4) situées à la base de l'unité du Cadí 3 (§ 8.3).

16.4 Les klipptes de Coustouges, Bac Grillera et Biure

Contrairement à ce qui concerne l'unité de la Pedraforca, il existe dans la ZA orientale, dans le Vallespir plus précisément, deux chevauchements alpins auxquels on peut essayer de raccorder ces petits allochtones (voir le § 7.9 et la Fig. 11 pour le cadre géologique général de ce secteur): il s'agit du chevauchement des Aspres et, éventuellement, du chevauchement du Canigou.

D'après T. Baudin (2009), les klipptes de Coustouges et de Bac Grillera inférieure, dont les séries mésozoïques sont proches de celles d'Amélie-les-Bains et de Masarac, appartiendraient à l'unité du Canigou - las Illas, et les unités de Bac Grillera supérieure et de Biure appartiendraient à l'unité des Aspres-Perthus (Fig. 11A); les premières ont été mises en place par le chevauchement du Canigou, les secondes par le chevauchement des Aspres.

Ce modèle a le mérite de la simplicité car il n'utilise que les chevauchements visibles actuellement, mais il implique que le déplacement sur le chevauchement du Canigou soit d'une quinzaine de kilomètres, environ 3 fois la valeur estimée par ailleurs (§ 7.3). D'autre part, il n'est pas compatible avec celui de B. Laumonier (Fig. 11B) dans lequel les allochtones de Coustouges - Bac Grillera et de Biure reposent sur l'Éocène inférieur de l'unité du Cadí 2, c'est à dire sur la partie sud-pyrénéenne de l'unité du Canigou.

On doit donc plutôt raccorder les unités de Coustouges - Bac Grillera inférieure et probablement l'unité de Biure au chevauchement des Aspres – c'est d'ailleurs l'interprétation classique et actuelle (Pujadas *et al.*, 1989; Casas et Torrades, 2010), en remplacement de l'hypothèse ancienne d'une mise en place épiglyptique gravitaire (Estévez, 1968b; Papa, 1984).

Quant à l'unité de Bac Grillera supérieure, elle pourrait s'enraciner elle aussi dans le chevauchement des Aspres, ou bien au-delà – plus au Nord – dans un chevauchement non visible et donc enraciné au Nord du socle de l'unité des Aspres; dans le premier cas, le déplacement sur le chevauchement des Aspres dépasserait 20 km, dans le second cas – qui de ce point de vue semble préférable – il ne serait que de 15 km environ.

16.5. La nappe de l'Empordà

La mise en place finale de cette nappe – du moins de l'unité de Figueres – date de l'Éocène moyen-supérieur, peut-être à la faveur d'un chevauchement *hors séquence* (Pujadas *et al.*, 1989), le début du déplacement n'étant pas documenté, non plus que la direction de ce déplacement qui aurait pu se faire vers le S, dans la logique de la tectonique éocène est-pyrénéenne, puis finalement l'W, ou bien vers l'W-NW. Dans le premier cas, la nappe de l'Empordà aurait une patrie quelque part au Nord-Est de celle de l'unité de Biure et comme l'unité de Bac Grillera supérieure serait portée par un chevauchement qui s'enracinerait au Nord de la ZA. Plus précisément, selon M. Bilotte *et al.* (1979), l'unité de Montgri (unité de l'Empordà supérieure) aurait une origine encore plus lointaine que celle de Figueres, la série crétacée y étant plus épaisse et plus complète.

16.6. Conclusion

Il ressort des discussions précédentes que les grands allochtones sud-pyrénéens – USPC, unité de la Pedraforca et possible-ment nappe de l'Empordà –, ainsi que l'unité supérieure de Bac Grillera, ont une patrie située sur les socles de la ZA et sont portés vers le S par des chevauchements supérieurs qu'il est nécessaire d'enraciner quelque part au Nord de la ZA.

17. RÉTROTECTONIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

17.1. Pyrénées orientales

La figure 18 est un essai de carte palinspatique des Pyrénées sud-orientales au Crétacé supérieur (Santonien), juste avant les premiers chevauchements et raccourcissements alpins. Il s'agit d'une carte semi-quantitative qui ne prétend pas à l'exactitude des déplacements des différentes unités structurales, tant pour ce qui concerne les directions de ces déplacements que leur amplitude. Une même direction de déplacement N-S a été choisie pour toutes les unités, à l'exception de la nappe de l'Empordà, pour laquelle une grande incertitude persiste. La valeur des déplacements a été fixée d'après les considérations exposées dans les chapitres précédents, mais aussi en prenant schématiquement en compte les déformations internes de certaines unités qui ont donc été dé-déformées en N-S d'un facteur plus ou moins fort, ainsi que les contraintes liées aux structures hercyniennes dont l'intégrité a été restituée, au moins approximativement. De nombreuses remarques peuvent être faites au vu de cette carte, seules quelques unes des plus marquantes étant notées ici; elles reprennent en partie des considérations faites plus haut (§ 16.2 en particulier) ou qui le seront dans la discussion finale (chap. 18).

Un déplacement important d'environ 20 km a été imposé à la nappe du Vallespir relativement aux unités inférieures, ce qui remplace une grande partie de la couverture du Cadí 3 et les blocs de socle de la Garrotxa (unité du Cadí 4) à l'aplomb du socle de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans, alors que ces unités sont aujourd'hui au Sud de ce socle. La nappe du Canigou-Ripollès a été déplacée de 5 à 10 km par rapport à celle du Vallespir. Des déplacements moindres ont été imposés entre l'unité des Albères et celle du Roc de France (2-3 km), et entre cette dernière et celle de St-Laurent-de-Cerdans (4-5 km). Au total, le Nord de l'unité de St-Laurent-de-Cerdans était écarté du Sud-Est du socle du Canigou d'environ 30 km alors qu'ils sont presque contigus aujourd'hui. Il en résulte, dans la ZA au niveau de la rampe du Tech (cf. § 6.9), un espace large d'une vingtaine de kilomètres, la *zone du Tech* dont l'histoire a certainement été longue et complexe: synclinal tardihercynien du Vallespir entre le dôme du Canigou et les dômes du Roc de France et des Albères dans un premier temps; possible zone de failles normales finihercynienne (Stéphano-Permien) voire mésozoïques ensuite; rampe alpine du Tech à l'Éocène; etc.

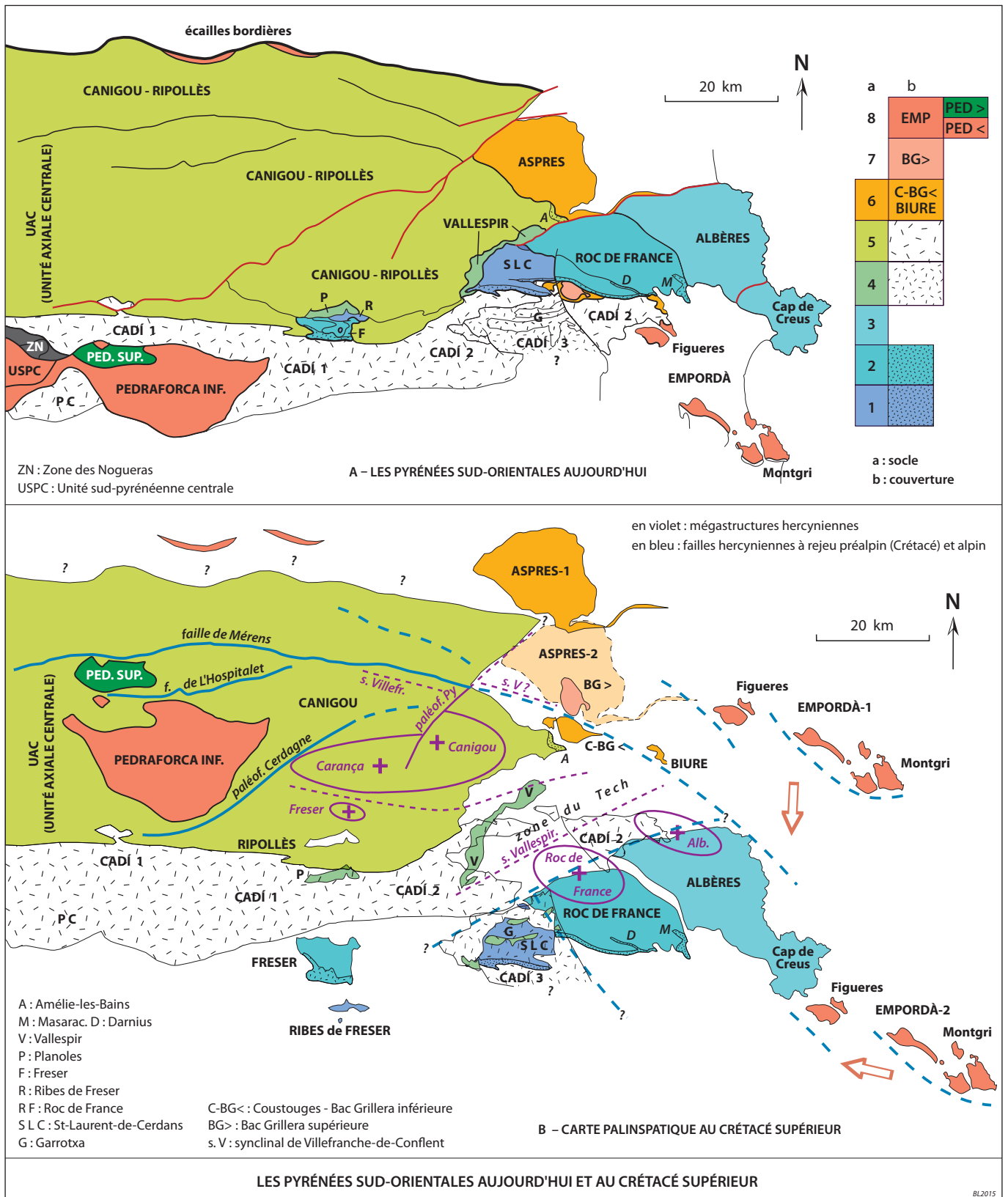


Fig. 18 – Les Pyrénées sud-orientales aujourd'hui et au Crétacé supérieur. Explications dans le texte.

L'unité de socle des Aspès (Aspès-1 sur la Fig. 18) doit être replacée loin au Nord, soit un déplacement supérieur à 20 km relativement à l'unité du Canigou, si l'on maintient l'enracinement des klippen de Coustouges - Bac Grillera inférieure et Biure dans le chevauchement des Aspès (§ 16.4). Le socle de l'unité des Aspès est alors rejeté au-delà de la FNP, ce qui pose d'intéressants problèmes qui seront évoqués dans la discussion finale (chap. 18). Si l'on enraine également l'unité de Bac Grillera supérieure dans

le chevauchement des Aspès, le déplacement est encore plus grand, mais cela semble difficile; si on l'enracine dans un chevauchement plus élevé, il est clair qu'on n'en trouve aucune trace dans la ZA ce qui suggère de l'enraciner lui aussi au N de la FNP. Une variante de ce modèle consisterait à enrainer l'ensemble des unités de Coustouges - Bac Grillera et Biure au Nord du socle des Aspès, ce qui permettrait de maintenir ce dernier (Aspès-2 sur la Fig. 18) au Sud de la (future) FNP, en réduisant d'autant le

déplacement sur le chevauchement des Aspres (5-10 km). En ce qui concerne les socles, on voit que le rapprochement de celui des Aspres et de ceux des Albères - Roc de France est de l'ordre de 40 à 50 km, ce qui est évidemment considérable; il ne serait que d'environ 35 km dans le modèle alternatif évoqué dans les lignes précédentes. Il est difficile de choisir entre ces deux modèles: la solution "Aspres-1" est la plus classique, la solution "Aspres-2" est plus conservatrice au niveau de la ZA...

Les unités de la Pedraforca sont replacées sur le socle de l'unité du Canigou-Ripollès (UAC) dont elles constituaient la couverture, conformément à la discussion faite plus haut (§ 16.2). Une possibilité est de reculer l'unité inférieure jusqu'à la faille de Soldeu-l'Hospitalet et l'unité supérieure plus au Nord encore, à l'aplomb du massif de l'Hospitalet entre les failles de Soldeu-l'Hospitalet et de Mérens; ces failles ont donc pu être les failles crétacées qui limitaient les sous-bassins crétacé inférieur, et c'est l'inversion finicrétacée de la faille de Soldeu-l'Hospitalet qui a abouti – en partie au moins – au chevauchement de l'unité supérieure sur l'unité inférieure, avant le transport de l'ensemble vers le S à l'Éocène inférieur. On ne trouve donc pas trace dans la ZA de l'enracinement du chevauchement basal de ce vaste ensemble allochtone, puisque – répétons-le – les failles de Mérens et de l'Hospitalet ne sont pas des chevauchements alpins verticalisés.

La patrie de la nappe de l'Empordà est largement indéterminée, probablement quelque part au Nord-Est du massif des Albères (Empordà-1 sur la Fig. 18) ou éventuellement au Sud-Est (Empordà-2), tout comme l'est la direction de son déplacement, vers le S-SE dans le premier cas, vers le NW dans le second. Les positions des unités (duplex) du Freser et de l'unité de Ribes de Freser par rapport à la nappe du Canigou sont elles aussi largement indéterminées.

L'importance paléogéographique au Mésozoïque de certains accidents affectant le socle de l'unité du Canigou et les socles non affleurants plus orientaux apparaît clairement, il s'agit en particulier des failles E-W de Soldeu-l'Hospitalet et de Mérens comme il vient d'être dit, mais aussi de failles NW-SE plus orientales, hypothétiques. Ces failles étaient à cette époque des failles normales à regard N ou NE qui limitaient au Sud les domaines les plus subsidents, notamment les bassins de la Pedraforca supérieure et de l'Empordà – si l'origine septentrionale de cette dernière est acceptée – à Crétacé inférieur épais, alors qu'il est réduit ou absent plus au Sud. On peut aussi envisager – comme cela est assez classique (Vergés, 2003) – une *paléofaille de Cerdagne* ENE-WSW, limitant au Sud-Est le bassin mésozoïque de la Pedraforca inférieure (et en particulier limitant le Keuper) et associée à l'érosion crétacée affectant les régions situées plus au Sud²³. Ces failles ont été inversées à l'Alpin dès le Crétacé supérieur pour certaines, au Paléogène plus généralement. On peut noter que les principales paléofailles NE-SW à l'Ouest et NW-SE à l'Est dessinent une zone triangulaire qui est une zone paléogéographiquement haute au Crétacé supérieur²⁴ – souvent le Garumnien est transgressif sur le socle – et à l'Éocène inférieur, puis une zone structurellement haute à l'Éocène moyen-supérieur, visible dans la fenêtre de la Garrotxa (§ 8.3). D'autres failles – ou les mêmes à un stade antérieur – ont été inversées à l'Alpin; c'est le cas plus particulièrement des failles normales sur quartz (§ 3.4). Ce dispositif préfigure – et pour une bonne partie détermine – le découpage losangique alpin des unités structurales orientales.

17.2. Pyrénées centrales

La question de la patrie de l'USPC et de l'unité de la Pedraforca sur les socles affleurants de la ZA, ou au Sud de ces socles, a été

²³ On peut également envisager que cet accident, de manière cryptique, se soit prolongé vers le SW et qu'il ait déterminé la localisation de la rampe du Segre, accident dont on sait qu'il se prolonge sous le bassin de l'Èbre (Clavell *et al.*, 1988).

²⁴ C'est le mole de Coustouges de M. Bilotte (1985), bordé au Nord par un domaine subsident, le détroit des Aspres.

discutée en détail plus haut (16.2), il n'est pas utile d'y revenir. Au paragraphe précédent, on a proposé que les deux unités de la Pedraforca étaient disposées initialement de part et d'autre de la faille de Soldeu-l'Hospitalet considérée comme une faille normale médiocrétacée. Il est donc envisageable, par continuité, de reculer l'USPC vers le Nord d'une cinquantaine de kilomètres de telle sorte que le chevauchement de Bóixols représente l'inversion à la fin du Crétacé de la *faille du Haut-Pallars* – faille qui prolongerait vers l'W la faille de Soldeu et dont la partie occidentale a évolué ensuite à l'Éocène pour devenir le chevauchement de Gavarnie –, en considérant qu'il s'agissait de la faille normale crétacée limitant au Sud le bassin d'Aulet-Bóixols; dans ce cas, cette inversion finicrétacée serait également à l'origine de la formation des anticlinaux de rampe frontale affectant le socle et son tégument et aujourd'hui transportés dans la ZN (§ 16.3).

Il est remarquable que la limite Nord des bassins subsidents médiocrétacés soit inconnue, ce qui laisse ouverte la question de la continuité ou non de ces bassins avec le bassin de flysch nord-pyrénéen.

Le modèle structural développé dans le présent article exclut qu'il y ait eu deux bassins complètement distincts et indépendants, un bassin nord-pyrénéen et un bassin intra-ibérique localisé une centaine de kilomètres plus au Sud, comme dans le modèle "Muñoz-92" (§ 16.2). Mais il n'est pas facile de décider si les bassins médiocrétacés formaient un seul bassin, comme on le suggère parfois (p. ex.: Souquet et Debroas, 1980; Gaillard ou Hantzpergue, 2010) ou deux sous-bassins séparés par un seuil (discussion *in* Vergés et García-Senz, 2001; García-Senz, 2002; Mencos *et al.*, 2015); les deux options également sont compatibles avec le modèle développé ici.

18. DISCUSSION : RELATIONS ENTRE LES ALLOCHTONES SUD-PYRÉNÉENS ET LA ZNP

18.1. Introduction

L'objectif de ce dernier chapitre est de suggérer une interprétation nouvelle des relations entre le Sud et le Nord des Pyrénées alpines, en particulier entre les allochtones sud-pyrénéens (ZSP) et la Zone nord-pyrénéenne (ZNP), en examinant plus précisément l'hypothèse de l'enracinement des allochtones sud-pyrénéens au Nord de la ZA, dans et/ou sous la ZNP. Pour discuter complètement de cette interprétation, il faudrait prendre en compte dans toute leur complexité la structure et l'évolution géologiques du versant Nord des Pyrénées – les Pyrénées européennes, au Nord de la FNP –, et les confronter avec celles du centre et du Sud de la chaîne – les Pyrénées ibériques –, ce qui au bas mot doublerait la longueur du présent article. Et cela d'autant plus que la ZNP et la FNP ont été l'objet de nombreuses controverses depuis 1970, date de l'avènement de la tectonique des plaques, débats relancés depuis une dizaine d'années par un renouvellement des connaissances – ou à tout le moins des modèles – sur l'évolution crétacée de la chaîne (exhumation du manteau continental, *rifting*, etc.) et ses conséquences sur l'évolution orogénique subséquente (p. ex.: Sibuet *et al.*, 2004; Jammes *et al.*, 2009; Lagabrielle *et al.*, 2010; Vissers et Meijer, 2012a,b; Clerc et Lagabrielle, 2014; Masini *et al.*, 2014; Tugend *et al.*, 2014; Mouthereau *et al.*, 2014; voir aussi Bilotte, Debroas et de Saint Blanquat, *in* Monod, 2014).

Ce domaine de recherche est très actif, comme en témoignent deux grands programmes en cours (2015), d'une part le chantier Pyrénées du Référentiel Géologique de la France (responsable scientifique T. Baudin, BRGM, Orléans), et d'autre part le projet PYRAMID (coordinateur M. Ford, Université de Lorraine, Nancy). Les propositions faites dans ce chapitre devront donc être évaluées à la lueur des résultats de ces recherches en cours.

Après avoir présenté le modèle proposé (§ 18.1), on discutera de la signification de la FNP en tant que limite entre la ZA et la

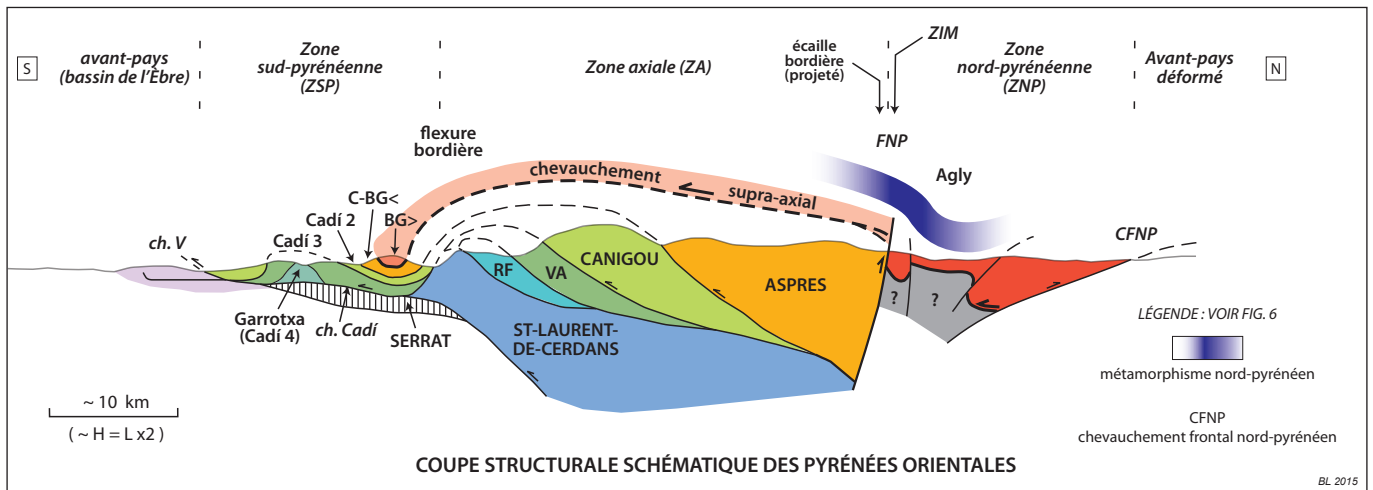


Fig. 19 – Coupe structurale schématique complète des Pyrénées orientales. Cette coupe reprend et complète vers le N celle de la Fig. 6. L'unité supra-axiale et le chevauchement supra-axial qui la porte ont été explicités et prolongés au N de la FNP, à l'intérieur de la ZNP. On peut penser que, dans la ZNP, le chevauchement supra-axial – sa continuation – n'est pas affleurant; néanmoins, la structure très complexe du massif de l'Agly serait à ré-évaluer avec l'objectif d'y déceler les traces de ce chevauchement. À noter que la zone du métamorphisme pyrénéen crétacé a été transportée vers le S, comme l'unité supra-axiale dont elle fait partie; elle a donc été – comme l'unité supra-axiale – coupée par la FNP, une moitié Nord étant conservée dans la ZNP (c'est la Zone interne métamorphique ou ZIM), l'autre moitié au Sud de la FNP ayant été érodée, ce qui explique qu'aujourd'hui on observe en contact l'un de l'autre un domaine fortement métamorphique au Nord, la ZIM, et un domaine non touché par le métamorphisme alpin au Sud, la ZA.

ZNP dans les Pyrénées centro-orientales (§18.2), puis on verra l'intérêt de généraliser à l'ensemble de la chaîne la structure des Pyrénées occidentales (§ 18.3) et on proposera un schéma structural pour l'ensemble des Pyrénées ibériques (18.4).

18.2. Coupe structurale complète des Pyrénées orientales

La figure 19 explicite, sur l'exemple des Pyrénées orientales, ce qui a déjà été suggéré précédemment, c'est-à-dire que la plupart des allochtones sud-pyrénéens doivent s'enraciner au-delà de la ZA, au Nord de la FNP donc, sous la ZNP (chap. 15 et 16; Figs. 15 et 16). En particulier, on a montré la nécessité dans les Pyrénées centrales d'un **chevauchement supra-axial** pour interpréter la ZSPC et l'unité de la Pedraforca. De même, dans les Pyrénées orientales, un chevauchement supra-axial – analogue ou identique à celui des Pyrénées centrales – est nécessaire pour interpréter, au minimum, les unités supérieures de Bac Grillera et probablement la nappe de l'Empordà (§ 17.1). Ce modèle implique notamment l'évolution suivante:

- dans un premier temps, les zones internes de la chaîne (marges distales européenne et ibérique – l'ancien rift médiocrétacé –, suture et zone métamorphique), déjà en partie structurées à la fin du Crétacé, ont été transportées vers le S et incorporées dans les unités supra-axiales précoces chevauchantes sur le socle ibérique;
- dans un second temps, la partie Sud des unités supra-axiales (en particulier la marge distale méridionale du rift) ainsi que *pro parte* les unités de socle sous-jacentes (unités de Gavarnie, du Canigou, des Aspres) ont été érodées à l'aplomb de la ZA, en conséquence du soulèvement tardif de cette ZA, postérieurement à une tectonique tangentielle majeure précoce; on explique ainsi élégamment l'absence de métamorphisme alpin dans la ZA centro-orientale; l'actuelle ZNP représente donc – ou du moins renferme – la partie Nord des unités tangentielles précoces.

18.3. La FNP entre ZA et ZNP, un accident alpin tardif

Sur 200 km du Roussillon à la vallée de l'Adour, dans les Pyrénées centro-orientales, la ZA et la ZNP sont séparées par un accident tectonique subvertical très bien défini, la **Faille nord-pyrénéenne** (FNP) (Casteras, 1933). Plus à l'Ouest, dans les Py-

réennes occidentales, sur 50 km de l'Adour à la vallée d'Aspe, cet accident devient de plus en plus difficile à définir, au point que sa réalité a pu être remise en cause (Canérot *et al.*, 2004; cf. § 18.3). La ZA est constituée de terrains du socle hercynien, mais localement, juste au Sud de la FNP, la couverture alpine (tégument permo-triasique et/ou néocrétacé) est conservée, avec un pendage N fort traduisant un basculement alpin important de la bordure Nord de la ZA. La bordure Sud de la ZNP est remarquable par le métamorphisme de HT-BP nord-pyrénéen qui affecte, souvent fortement, les terrains alpins triasiques à crétacé supérieur, ce qui permet de définir la **Zone interne métamorphique** (ZIM). La FNP appose donc le socle de la ZA, exempt de métamorphisme alpin, à la ZIM. Il existe cependant, soulignant la FNP, des **écaillies bordières**, petites unités structurales formées principalement de terrains néocrétacés faiblement touchés par le métamorphisme nord-pyrénéen et qui reposent tectoniquement sur le socle de la ZA.

La ZA centro-orientale est manifestement soulevée par rapport à la ZNP, ce qui rend très surprenante l'absence de métamorphisme pyrénéen dans la ZA. Ce soulèvement correspond à un (re)jeu de la FNP assez mal daté, mais qui peut être considéré comme tardif et éocène. Il est tentant – c'est l'hypothèse faite dans cet article – de l'associer au jeu de la flexure bordière méridionale qui a soulevé la ZA par rapport à la ZSP, à l'Éocène supérieur *s.l.* donc (chap. 15), de telle sorte que la ZA se présente comme un simple **coin soulevé** (*pop-up*), comme cela a été exposé plus haut (§ 14.3 et 16.2, et Fig. 15 en particulier).

18.4. La structure précoce des Pyrénées occidentales, un modèle pour l'ensemble de la chaîne

Dans les Pyrénées béarnaises, vers la vallée d'Aspe, on constate simultanément en direction de l'W: l'ennoyage du socle de la ZA sous sa couverture crétacé supérieur et l'effacement de la ZA; l'effacement de la flexure bordière méridionale; la disparition de la ZIM; la disparition de la FNP. En conséquence, ladite ZNP vient directement au contact de la ZSP. De plus, le Sud de la ZNP (la partie méridionale des **Chaînon béarnais**) est affecté de structures (plis, chevauchements) à vergence S – à la différence du reste de la ZNP – et chevauche vers le S la ZSP par le **chevauchement de Lakhoura**, probablement d'âge éocène inférieur à moyen (p. ex.: Canérot *et al.*, 1978; Teixell, 1990, 1996); on sait que le **chevauchement de Larra**, branché sous le chevauchement de Lakhoura, prolonge vers le bas et le S ce dispositif structural

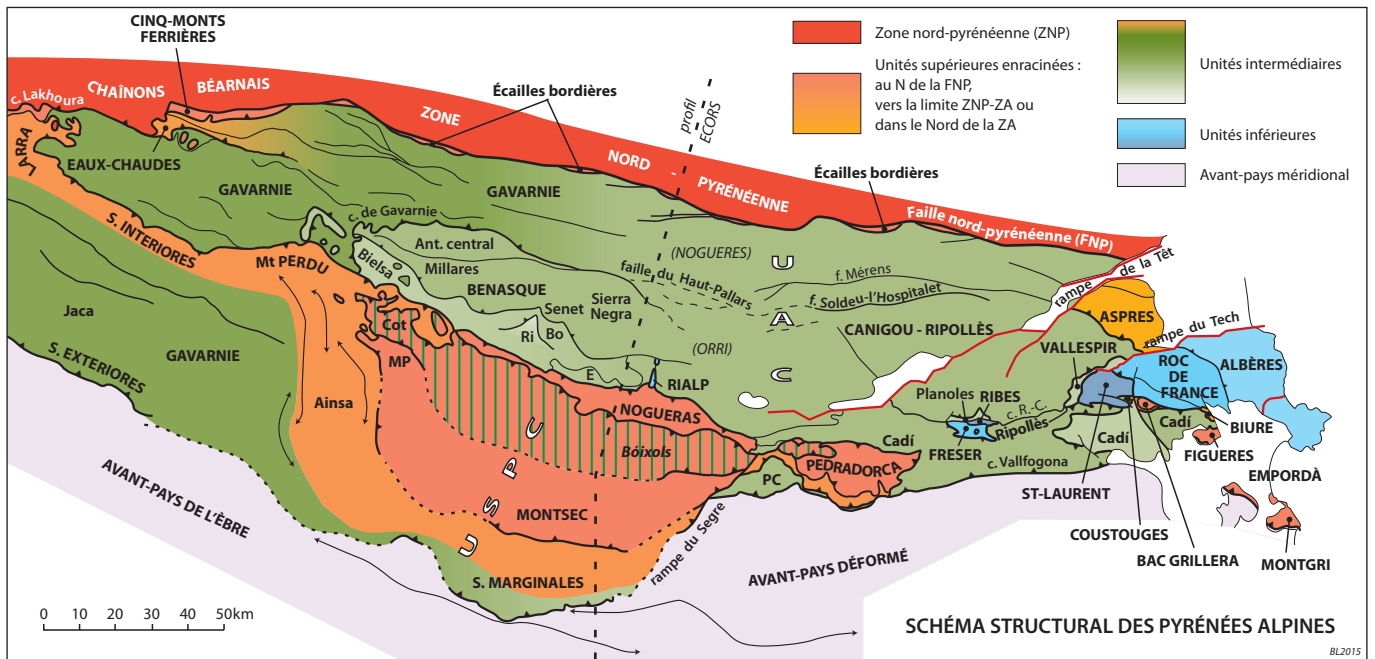


Fig. 20 – Schéma structural des Pyrénées alpines. Le jeu des couleurs permet de visualiser immédiatement, au Sud de la FNP et de la ZNP (en rouge vif), les domaines à enraciner au Nord de la FNP (rouge moyen et rouge orangé) et dans la Nord de la ZA (orangé vert), ainsi que les unités qui appartiennent entièrement à la ZA (orange pour les unités supérieures, vert plus ou moins clair pour les unités intermédiaires et bleu à violet pour les unités profondes). Il apparaît clairement que la ZA forme une mégafenêtre tectonique.

(§ 13.1). Par ailleurs, le chevauchement de Lakhoura ainsi que les structures de l’extrême Nord-Ouest de la ZA (chevauchement des Eau-Chaudes, etc.) sont assez fortement basculés au N, selon un dispositif qui n’est pas sans évoquer la flexure bordière à regard S limitant au Sud la ZA et la ZSP; on pourrait parler ici d’une **flexure bordière** septentrionale à regard N. Cette flexure coïncide dans une large mesure avec le domaine appelé *couloir de décrochement de Bielle-Accous* par J. Canérot *et al.* (2004); voir aussi Canérot (2008). Dans ce secteur, il convient également de noter le passage latéral – réel ou apparent – entre le Sud des Chaînons béarnais (ZNP) et les unités de Cinq-Monts - Ferrières et des Eau-Chaudes (ZA) (Canérot, 2008).

Dans cette région occidentale, la ZNP – avec le bassin de Mauléon qui représente l’ancien rift crétacé et ses marges, entre Europe et Ibérie – et plus généralement les Pyrénées européennes sont chevauchantes sur les Pyrénées ibériques, au lieu d’être en contact par faille verticale – la FNP – comme dans les Pyrénées centro-orientales. Une explication simple de cette différence consiste à dire que la structure des Pyrénées occidentales telle qu’elle vient d’être résumée est comparable à la structure des Pyrénées centro-orientales telle qu’elle existait à l’Éocène inférieur-moyen, avant d’être altérée à l’Éocène supérieur *s.l.* par la formation de la ZA par le jeu couplé de la FNP (avec la flexure bordière septentrionale) et de la flexure bordière méridionale. Cette explication est évidemment cohérente avec la nécessité d’une unité supra-axiale dans la ZA centrale et dans la ZA orientale, unité joignant la ZNP et les allochtones sud-pyrénéens. Quant aux écailles bordières, elles pourraient ne pas être subautochtones mais représenter des duplex liés au chevauchement supra-axial.

18.5. Conclusion : un nouveau schéma structural des Pyrénées

La carte de la figure 20 généralise la coupe de la Fig. 19 à toutes les Pyrénées (hors Massifs basques). Il apparaît que le découpage en trois grands ensembles structuraux défini dans les Pyrénées orientales (chap. 5) est valable dans ses grandes lignes pour la totalité de la chaîne. On peut donc distinguer :

- des **unités supérieures**, qui sont enracinées au Nord de la FNP (unités de Cinq-Mont - Ferrières, écailles bordières, ZN, USPC, unité de la Pedraforca, nappe de l’Empordà),

vers la limite ZNP-ZA (unité des Eau-Chaudes, unité de Larra - Sierras Interiores - mont Perdu) ou dans le Nord de la ZA (unités des Aspès et de Coustouges - Bac Grillera - Biure); l’unité des Eau-Chaudes pourrait aussi être classée dans le deuxième ensemble;

- des **unités intermédiaires**, qui représentent la plus grande partie de la ZA et de la ZSP orientale (unités du Cadí) et occidentale (unité de Gavarnie);
- les **unités inférieures**, surtout visibles dans les Pyrénées sud-orientales (fenêtre des Albères).

Il est remarquable que, dans ce modèle, la ZNP soit à associer aux unités supérieures plus méridionales, l’ensemble ayant été costructuré au début de la phase pyrénéenne (Éocène inférieur *s.l.*) dans une logique générale de chevauchement vers le S du rift crétacé et de la croûte européenne²⁵. Dans les Pyrénées occidentales, la différence entre la ZNP (*s.l.*) et la ZA, la première chevauchant vers le S la seconde (ou directement la ZSP à l’Ouest), n’a donc pas la même signification que dans les Pyrénées centro-orientales, où les deux zones sont séparées par la FNP subverticale. Le premier dispositif apparaît plus ancien (Éocène inférieur *s.l.*) mais surtout plus fondamental que le second, et semble avoir existé dans l’ensemble des Pyrénées avant la formation de la ZA à l’Éocène supérieur *s.l.* De ce point de vue, les importantes différences entre Pyrénées occidentales et Pyrénées orientales souvent évoquées, notamment en ce qui concerne la ZNP (p. ex. : Clerc et Lagabrielle, 2014; Tugend *et al.*, 2014), sont peut-être surestimées.

CONCLUSION GÉNÉRALE

On a proposé dans cet article un modèle détaillé, pour l’Éocène, de la structure alpine des Pyrénées sud-orientales et plus généralement de l’ensemble des Pyrénées (hors Massifs basques)

²⁵ La tectonique chevauchante précoce a certainement débuté au Crétacé supérieur: le rift a d’abord été structuré dès le Campanien (saturation), la collision proprement dite ayant débuté au Maastrichtien et s’est poursuivie durant tout le Paléogène (Mouthereau *et al.*, 2014, et références).

qui diffère principalement du modèle traditionnel par le lien qui est fait entre la ZNP – *grosso modo*, la partie européenne de la chaîne – et les grands allochtones sud-pyrénéens, de part et d'autre de la ZA et de la FNP. Dans ce modèle, la ZA est une structure alpine tardive (Éocène supérieur *s.l.*) dont la formation a, entre autres conséquences, entraîné l'érosion d'une partie des nappes précoces (Éocène inférieur-moyen) à l'aplomb de la ZA et abouti à l'isolement de la partie distale de ces nappes sous la forme des allochtones sud-pyrénéens; dans une large mesure, la ZA apparaît donc en fenêtre tectonique sous les nappes précoces.

Cette conclusion s'appuie principalement sur une analyse de la structure alpine de la ZA qui conduit à rejeter le modèle standard de méga-anticlinal de nappes (*anticlinal stack*) établi il y a plus de vingt pour interpréter le profil sismique ECORS-Pyrénées. Il s'appuie aussi sur la généralisation à l'ensemble de la chaîne de la structure des Pyrénées occidentales, domaine où la ZA s'efface et donc où la structure précoce n'a été que peu perturbée, et où il apparaît clairement que les Pyrénées européennes chevauchent vers le S les Pyrénées ibériques.

Bien des aspects du modèle structural proposé ici mériteraient d'être approfondis, critiqués sûrement, modifiés probablement, modélisés également. C'est le souhait de l'auteur qu'il puisse néanmoins servir de cadre géologique général et aider à une meilleure compréhension de l'orogène pyrénéen, en unifiant les versants Nord et Sud de la chaîne de telle sorte qu'on ne puisse plus dire « *vérité en deçà des Pyrénées, erreur au delà* » (Pascal, *Pensées*, 1670).

REMERCIEMENTS. À Éric Baetens il y a presque trente ans déjà, à Thierry Baudin plus récemment à l'occasion du lever de la carte Arles-sur-Tech et à tous les collègues avec qui au fil des années j'ai eu plaisir à discuter de tectonique alpine pyrénéenne. À Pierre Barbey et Mary Ford pour l'*abstract*. À Alexandre Laumonier pour les finitions.

RÉFÉRENCES

- ABRIL HURTADO J. 1972. Estudio geológico del Borde Axial pyrenaico entre Rocabrana y el Riutort (Gerona). *Bol. Geol. Min.*, 83, 457-496.
- AGUILAR C., LIESA M., STÍPSKÁ P., SCHULMANN K., MUÑOZ J.A. et CASAS M. 2015. P-T-t-d evolution of orogenic middle crust of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees): A result of horizontal crustal flow and Carboniferous doming? *J. Metam. Geol.*, 33, 273-294.
- ARDÉVOLL L., KLIMOWITZ J., MALAGÓN J. et NAGTEGAAL J.C. 2000. Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain. *AAPG Bull.*, 84, 566-587.
- ASHAUER H. 1934. Die östliche Endigung der Pyreneen. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, III F, H 10, 115 p.
- ASTRE G. 1924. Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadi, de Port del Compte et de quelques massifs voisins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 178, 2016-2019.
- ASTRE G. 1937. Nummulites remaniées dans le Pliocène de Nefflach en Roussillon. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 347-351.
- AUTRAN A., GOTTIS M., GUITARD G. et RICOUR J. 1958. La base de la série secondaire dans la région d'Amélie-les-Bains (Pyrénées Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 198-203.
- AZAMBRE B. et GUITARD G. 2001. Disthène et staurotide reliques dans les métapelites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, 601-609.
- BARNOLAS A. 1992. Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. *Acta Geol. Hisp.*, 27, 15-31.
- BARNOLAS A. et GIL-PEÑA I. 2001. Ejemplos de relleno sedimentario multipisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica. *Bol. Geol. Min.*, 112, 17-38.
- BARRIER L., PROUST J.-N., NALPAS T., ROBIN C. et GUILLOCHEAU F. 2010. Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: a case study from the northeastern Ebro Basin (southeastern Pyrenees). *J. Sedim. Res.*, 80, 728-749.
- BEAUMONT C., MUÑOZ J.A., HAMILTON J. et FULLSACK P. 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res.*, 105, 8121-8145.
- BERÁSTEGUI X., LOSANTOS M., MUÑOZ J.A. et PUIGDEFABREGAS C. 1993. *Tall geològic del Pirineu central 1:200 000*. Servei geològic de Catalunya, 62 p.
- BERTRAND L. et MENGEL O. 1925. Feuille « Prades », n°257, de la *Carte géol. détaillée Fr.* au 1/80000.
- BILOTTE M. 1982. Les séries sédimentaires du Mésozoïque de la « Nappe de la Pedraforca » et de son « Autochtone » (tronçon catalan, Pyrénées). Conséquences structurales. *Cuad. Geol. Ibér.*, 8, 1017-1025.
- BILOTTE M. 1985. Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata*, 5, 438 p.
- BILOTTE M. et ARAGONÈS E. 2010. Gaston Astre et la géologie de la région Cadi-Pedraforca. Histoire d'une cartographie inédite réalisée de 1922 à 1927?. *Trab. Mus. Geol. Barcelona*, 17, 27-43.
- BILOTTE M., PEYBERNES B. et SOUQUET P. 1979. Les Pyrénées catalanes dans la région de l'Empordà. Relations entre zones isopiques crétacées et unités structurales. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 280-288.
- BIROT P. 1937. *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Baillière édit., Paris, 318 p.
- BIROT P. et GUITARD G. 1971. Observations sur le relief du socle hercynien des Pyrénées orientales. *Rev. géogr. Pyrénées Sud-Ouest*, 42, 5-30.
- BOND R.M.G. et McCLAY K.R. 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. In: BUCHANAN J.G. et BUCHANAN P.G. (eds), *Basin Inversion, Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 88, 415-431.
- BRESSON M. 1903. Étude sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaîne). *Bull. Carte géol. Fr.*, 16, 1-278.
- BRIAIS A., ARMIJO R., WINTER T., TAPPONNIER P. et HERBECQ A. 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Ann. Tectonicae*, IV, 19-42.
- BURBANK D.W., VERGÉS J., MUÑOZ J.A. et BENTHAM P. 1992. Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 3-17.
- CABRERA L., ROCA E. et SANTANACH P. 1988. Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya basin (eastern Pyrenees). *J. Geol. Soc., London*, 145, 261-268.
- 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. et DELMAS M. 2008. Géomorphogenèse des Pyrénées. In: CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P. et BILOTTE M. (dir.), *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008, Éd. Atlantica, 129-143.
- CÁMARA P. et KLIMOWITZ J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Est. geol.*, 41, 391-404.
- CANÉROT J. 2008. Les Pyrénées. Histoire géologique. Atlantica-B.R.G.M. éditions, 516 p.
- CANÉROT J. 2008. Les Pyrénées alpines: histoire géologique et genèse de la chaîne. In: CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P. et BILOTTE M. (dir.), *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008, Éd. Atlantica, 37-53.
- CANÉROT J., LAUMONIER B. et BAUDIN T. 2006. Sur l'origine karstique et l'âge plio-quatenaire des accumulations bréchiqques dites "brèches marines et paléocènes" d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). *Eclogae geol. Helv.*, 99, 49-64.
- CANÉROT J., MAJESTÉ-MENJOUAS C. et TERNET Y. 2004. Nouvelle interprétation structurale de la « faille Nord-Pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. *C. R. Geoscience*, 336, 135-142.
- CANÉROT J., PEYBERNES B. et CISZAK R. 1978. Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XX, 673-676.
- CAPELLÀ I. 1991. Variació de l'estil estructural a l'hercinià del Pirineu. Infraestructura - zona de transició - supraestructura. *Tesi Doct.*, Univ. autònoma, Barcelona, 279 p.
- CAPELLÀ I. 1995. El estilo estructural del hercínico en el sector suroccidental del Macizo del Canigó-Carança (Pirineos orientales). *Bol. Soc. Geol. España*, 8, 7-20.
- CAPELLÀ I. et CARRERAS J. 1996. La zonación estructural del Hercínico del Pirineo Central en el Anticlinalorio de la Pallaresa. *Estudios Geol.*, 52, 51-61.
- CAROZZA J.-M. et BAIZE S. 2004. L'escarpement de faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène? *C. R. Geoscience*, 336, 217-226.

- CARRERAS J. et CAPELLÀ I. 1994. Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *J. Struct. Geol.*, 16, 1509-1524.
- CARRERAS J. et DEBAT P. (coords.). 1996. Tectonique hercynienne. In: BARNOLAS A. et CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, Édition B.R.G.M.-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, 585-677.
- CARRERAS J., JULIVERT M. et SANTANACH P. 1980. Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees: an example of shear zone associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, 2, 5-9.
- CASAS J.M. 1984. Estudi de la deformació en els gneiss del massís del Canigó. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 284 p.
- CASAS J.M. et MUÑOZ J.A. 1987. Sequences of mesostructures related to the development of Alpine thrusts in the Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 135, 67-75.
- CASAS J.M., DOMINGO F., POBLET J. et SOLER A. 1989. On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, 135-147.
- CASAS J.M., CIRÉS J., DOMINGO F., FERNÁNDEZ O. et PICART J. 2004. Evolución estructural paleozoica de los materiales de la Cerdanya y del Alt Urgell. *Geo-Temas*, 6, 3, 259-262.
- CASAS J.M. et FERNÁNDEZ O. 2007. On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from La Cerdanya area. *Geol. Acta*, 5, 193-199.
- CASAS J.M. et TORRADES P. 2010. Estructura de la cuenca mesozoica de Els Banys d'Arles. *Geo-Temas*, 10, 673-675.
- CASAS J.M. 2010. Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics. *Geol. Mag.*, 147, 674-689.
- CASAS J.M., QUERALT P., MENCOS J. et GRATACÓS O. 2012. Distribution of linear mesostructures in oblique folded surfaces: Unravelling superposed Ordovician and Variscan folds in the Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 44, 141-150.
- CASAS A.M., BELÉN O., ROMÁN-BERDIEL T. et PUEYO E. 2003. Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16, 99-117.
- CASTERAS M. 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXVII, 189, 1-518.
- CASTERAS M. et AURIOL L. 1958a. Sur la constitution de la série crétacée du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, 871-880.
- CASTERAS M. et AURIOL L. 1958b. Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale à l'Est et au Sud-Est du Canigou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VIII, 871-880.
- CHOUKROUNE P., MARTINEZ C., SÉGURET M. et MATTAUER M. 1968. Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266, (D), 1360-1363.
- CIRÉS J., ALÍAS G., POBLET J. et CASAS J.M. 1990. La estructura del anticlinal de La Massana (Hercínico del Pirineo central). *Geogaceta*, 8, 42-44.
- CLARIANA P. 2015. Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirà y el Alt Urgell (Lleida). *Tesis Doct.*, Univ. Oviedo, 190 p.
- CLAVELL E., MARTÍNEZ A. et VERGÉS J. 1988. Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geol. Hisp.*, 23, 129-140.
- CLERC C. et LAGABRIELLE Y. 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation. Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, 33, 1340-1359.
- COMBES P.-J., PEYBERNÈS B. et FONDECAVE-WALLEZ M.-J. 2003. Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Haute Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales). *Eclogae geol. Helv.*, 96, 339-355.
- DALLONI M. 1910. Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19, 444 p.
- DALLONI M. 1913. Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 13, 243-263.
- DALLONI M. 1930. *Étude géologique des Pyrénées catalanes*. Jules Carbonel, Alger, 373 p.
- DELCAILLAU B., CAROZZA J.-M. et FONT M. 2004. Le segment nord de la faille de la Têt (Pyrénées-Orientales): fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. *Bull. Soc. géol. France*, 175, 257-272.
- DENÈLE Y., OLIVIER P. et GLEIZES G. 2008. Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: the Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.*, 30, 1138-1149.
- DRUGUET E., GLEIZES G., OLIVIER P., MIESA M., CASTAÑO L.M. et CARRERAS J. 2008. Discriminating Variscan and Alpine deformation in the Eastern Pyrenees. Insight from AMS study in the Sant Llorenç-La Jonquera pluton. *Geogaceta*, 45, 7-10.
- ERDŐS Z., VAN DEN BEEK P. et HUISMANS R.S. 2014. Evaluating balanced section restoration with thermochronological data: A case study from the Central Pyrenees. *Tectonics*, 33, 617-634.
- ESTÉVEZ A. 1968a. Estratigrafía y paleogeografía de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, 3, 93-96.
- ESTÉVEZ A. 1968b. Tectónica de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, 3, 138-141.
- FERNÁNDEZ O., MUÑOZ J.A., ARBUÉS P. et FALIVENE O. 2012. 3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds: the Ainsa basin (Spanish Pyrenees). *J. Geol. Soc., London*, 169, 545-559.
- FILLEAUDEAU P.-Y., MOUTHEREAU F. et PIK R. 2011. Thermo-tectonic evolution of the South-Central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronology. *Basin Res.*, 23, 1-17.
- FLINCH J.F. et CASAS J.M. 1996. Inversion of a transfer system into lateral ramps: an example from the South-Central Pyrenees (Spain). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)*, 85, 372-379.
- FONTBOTÉ J.M. 1949. Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. *Anales Instituto Estudios Gerundenses*, 1-57.
- FONTBOTÉ J.M. et GUITARD G. 1958. Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Amurpurdan-Roussillon. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, 884-890.
- FONTBOTÉ J.M., MUÑOZ J.A. et SANTANACH P. 1986. On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the Eastern parts of the belt. *Tectonophysics*, 129, 291-301.
- FONTBOTÉ J.M. et VIRGILI C. 1958. Du Perthus à Darnius. De Darnius à Figueras. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, 949-956.
- GAILLARD G. et HANTZPERGUE P. (éds.) 2010. Synthèse géologique des Pyrénées et de leurs abords: le Jurassique et le Crétacé. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 167, 31 p., 11 cartes.
- GARCÍA-SANSEGUNDO J. 1992. Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. *Pub. espec. Bol. Geol. Min.*, 167 p.
- GARCÍA-SENZ J. 2002. Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión. *Tesis Doct.*, Univ. Barcelona.
- GARRIDO-MEGÍAS A. 1972. Sobre la colocación del manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, «el manto de Montsec». *Bol. Geol. Min.*, 83, 242-248.
- GARRIDO-MEGÍAS A. et RÍOS L.M. 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. Min.*, 83, 1-47.
- GEYSSANT J., GUITARD G. et LAUMONIER B. 1980. Analyse structurale des gneiss ocellés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (Pyrénées orientales); présence de calcite dans ces roches. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, (D), 1103-1106.
- GIL-PEÑA I. et BARNOLAS A. 2001. Superposición estructural hercínica y alpina en el borde occidental del dome de Pallasos (Noguera de Tor, Pirineo central). *Bol. Geol. Min.*, 112, 5-16.
- GIMÉNEZ-MONTSANT J. et SALAS R. 1997. Subsidence analysis in thrust tectonics. Application to the southeastern Pyrenean foreland. *Tectonophysics*, 282, 331-352.
- GLEIZES G. et BOUCHEZ J.-L. 1989. Le granite de Mont-Louis (Zone Axiale des Pyrénées): anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 1075-1082.
- GUÉRIN-DESJARDINS B. et LATREILLE M. 1961. Étude géologique dans les Pyrénées espagnoles entre les Ríos Segre et Llobregat (Provinces de Lérida et Barcelona). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, 16, 922-940.
- GUITARD G. 1960. Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales; leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. *Bull. Soc. géol. France*, (7), II, 862-887.
- GUITARD G. 1970. Le métamorphisme hercynien mésozoal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B.R.G.M.*, 63, 353 p.
- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y. et BERGER G.M. 1998. *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Prades (1095). BRGM-Orléans, 198 p. Carte géologique par G. Guitard et al. (1992).
- GUNNEL Y., CALVET M., BRICHAU S., CARTER A., AGUILAR J.-P. et ZEYEN H. 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Let.*, 278, 208-218.
- HUARD M. 1972. Étude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massif Canigou-Carança (Pyrénées-Orientales). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, 1-43.
- JACOB C., FALLOT P., ASTRE G. et CIRY R. 1927. Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *C. R. 14^{ème} Cong. géol. int.*, Madrid, 1926, 2, 335-411..
- JAMMES S., MANATSCHAL G., LAVIER L. et MASINI E. 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28, TC4012, 24 p.
- JOLIVET M., LABAUME P., MONIÉ P., BRUNEL M., ARNAUD N. et CAMPANI M. 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Sain). *Tectonics*, 26, TC5007, 17 p.

- LABAUME P., SÉGURET M. et SEYVE C. 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4, 661-685.
- LAGABRIELLE Y., LABAUME P. et de SAINT BLANQUAT M. 2010. Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics*, 29, TC4012, 26 p.
- LAGARDE J.-L., 1978. La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Application à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées-Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Rennes, 164 p.
- LAMOUREUX C., SOULA J.-C., DÉRAMOND J. et DEBAT P. 1980. Shear zones in the granodioritic massifs of the Central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine orogenesis. *J. Struct. Geol.*, 2, 49-53.
- 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. et BAETENS E. 1986. Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats-de-Mollo (Pyrénées orientales, frontière franco-espagnole). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, 363-366.
- LAUMONIER B. 1987a. Les structures tangentielles alpines de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, en particulier du Vallespir. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, II, 1081-1086.
- LAUMONIER B. 1987b. 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. 1998. Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien s.l.): évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodinamica Acta*, 11, 1-11.
- LAUMONIER B. et AUTRAN A. 2001. Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales: le chevauchement du Puigmal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, II, 585-594.
- 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 (Stéphanien – Autunien p.p.) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Rev. Géol. pyrén.*, 1, 2, 10 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LIESA M. 1994. Relations of Hercynian metamorphism with magmatism and deformation in the Eastern Pyrenees. Implications for Hercynian evolution. *Geol. Mijnbouw*, 72, 295-304.
- MAJOUR F.J.M. 1988. A geochronological study of the Axial Zone of the Central Pyrenees, with emphasis on Variscan events and Alpine resetting. *Thesis*, Univ. Amsterdam, 116 p.
- MARTÍ J., CASAS J.M., GUILLÉN N., MUÑOZ J.A. et AGUIRRE G. 2014. Structural and geodynamic constraints of Upper Ordovician volcanism of the Catalan Pyrenees. *Gondwana 15. North meets South. Madrid, 14-18 July 2014, Abs. Book*, 104.
- MARTÍNEZ A. 2002. La geología del Pedraforca. <http://www.albertmartinez.com/PEDRAFORCA.htm>
- MARTÍNEZ A., BERÁSTEGUI X. et LOSANTOS M. 1996. Corte geológico N-S en el Pirineo oriental: emplazamiento en una secuencia de bloque superior ("fuera de secuencia") de las láminas cabalgantes que forman el manto inferior del Pedraforca. *Geogaceta*, 20, 450-453.
- MARTÍNEZ A., BERÁSTEGUI X., LOSANTOS M. et SCHÖLLHORN E. 2001. Estructura de los mantos superior e inferior del Pedraforca (Pirineos orientales). *Geogaceta*, 30, 1-6.
- MARTÍNEZ A., RIVERO L. et CASAS A. 1996. Interpretación de subsuelo en la zona del Ripollés (Pirineo oriental) y su aplicación en la prospección petrolífera. *Geogaceta*, 20, 157-160.
- MARTÍNEZ A., RIVERO L. et CASAS A. 1997. Integrated gravity and seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the southeastern Pyrenees (NE Spain). *Tectonophysics*, 282, 303-329.
- MARTÍNEZ A., VERGÉS J., CLAVELL E. et KENNEDY J. 1989. Stratigraphic framework of the geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3, 185-194.
- MARTÍNEZ A., VERGÉS J., et MUÑOZ J.A. 1988. Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hisp.*, 23, 119-127.
- MARTÍNEZ-PEÑA M.B. et CASAS A.M. 2003. Cretaceous-Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Resch.)*, 92, 99-113.
- MASCLE A. et PUIGDEFÀBREGAS C. 1998. Tectonics and sedimentation in foreland basins: results from the Integrated Basin Studies project. In: MASCLE A., PUIGDEFÀBREGAS C., LUTERBACHER H.P. et FERNANDEZ M. (eds), *Neozoic Foreland Basins of Western Europe*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 138, 1-28.
- MASINI E., MANATSCHAL G., TUGEND J., MOHN G. et FLAMENT J.-M. 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Azarcq-Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *Int. J. Earth Sci.*, 103, 1569-1596.
- MATTAUER M. et HENRY J. 1974. Pyrenees. In: SPENCER A.M. (ed), *Mesozoic-Cenozoic Belts: Data for Orogenic Studies*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 4, 3-21.
- MAUREL O. 2003. L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales: une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. *Thèse Doct.*, Univ. Montpellier II, 218 p.
- MAUREL O., BRUNEL M. et MONIÉ P. 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont Louis (Pyrénées orientales, France). *C. R. Geoscience*, 334, 941-948.
- MAUREL O., MONIÉ P., PIK R., ARNAUD N., BRUNEL M. et JOLIVET M. 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an ⁴⁰Ar-³⁹Ar fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *Int. J. Earth Sci.*, 97, 565-584.
- McCAIG A.M. 1986. Thick- and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 319-342.
- McCAIG A.M. et MILLER J.A. 1986. ⁴⁰Ar-³⁹Ar age of mylonites along the Merens fault, Central Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 149-172.
- MEGIAS A. 1982. Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico surpirenaico. *Cuad. Geol. Ibér.*, 8, 949-963.
- MEGIAS A. 1988. La tectónica pirenaica en relación con la evolución alpina del margen noribérico. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 365-372.
- MENCOS J., CARRERA N. et MUÑOZ J.A. 2015. Influence of rift basin geometry on the subsequent postrift sedimentation and basin inversion: The Organyà Basin and the Bóixols thrust sheet (south central Pyrenees). *Tectonics*, 34, doi:10.1002/2014TC003692.
- MENDEL O. 1911. Feuille de Prades au 80.000e et région espagnole adjacente. *Bull. Serv. Carte géol. France*, C. R. Coll., 21, 128, 133-139.
- MENDEL O. 1913. Sur la terminaison orientale du synclinal Mérens-Villefranche et le Glaciaire des Pyrénées-Orientales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 157, 995-996.
- MEY P. H. W. 1967. The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse geol. Meded.*, 41, 153-220.
- MEY P. H. W. 1968. Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 41, 229-292.
- MEZGER J.E., SCHNAPPERELLE S. et RÖLKE C. 2012. Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften*, 34, 11-29.
- MIROUSE R. 1992. *Pyrénées centrales franco-espagnoles*. Guides géologiques régionaux, Masson, 176 p.
- MONOD B. 2014. Carte géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées. *Notice technique BRGM/RP-63650-FR*, 160 p.
- MOUTHEREAU F., FILLEAUDEAU P.-Y., VACHERAT A., PIK R., LACOMBE O., FELLIN M.G., CASTELLTORT S., CHRISTOPHOUL F. et MASINI E. 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33, 2283-2314.
- MULLER J. et ROGER P. 1977. L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). *Géologie alpine*, 53, 149-191.
- MUÑOZ J.A., SÁBAT F. et SANTANACH P. 1983. Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, II, 1453-1458.
- MUÑOZ J.A. 1985. Estructura alpina i hercyniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental. *Tesi Doct.*, Barcelona, 305 p.
- MUÑOZ J.A., MARTÍNEZ A. et VERGÉS J. 1986. Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, 399-405.
- MUÑOZ J.A., CASAS J.M., MARTÍNEZ A. et VERGÉS J. 1988. An introduction to the structures of the southeastern Pyrenees: the Ter-Freser cross-section. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, april 11-15, Barcelona. *Excursion Guidebook*, 85 p.
- MUÑOZ J.A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section. In: McCLAY K.R. (Ed), *Thrust Tectonics*, Chapman et Hall, 235-246.
- MUÑOZ J.A., VERGÉS J., MARTÍNEZ A., FLETA J., PUJADAS J., TOSQUELLA J., SAMSÓ J.M., SANZ J., SAULA E., MATÓ E. et BARBERÀ M. 1994. *Memoria explicativa del mapa geológico de España a escala 1:50.000*, hoja Ripoll (n° 256), ITGE, Madrid, 103 p.
- MUÑOZ J.A. 2002. The Pyrenees. In: GIBBONS W. et MORENO T. (eds), *The Geology of Spain*, *Geol. Soc. London*, 370-385.
- MUÑOZ J.A., BEAMUD E., FERNÁNDEZ O., ARBUÉS P., DINARÉS-TURELL J. et POBLET J. 2013. The Ainsa fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from palaeomagnetic and structural data. *Tectonics*, 32, 1142-1175.
- NIJMAN W. 1989. Thrust sheet rotation ? — The South Pyrenean Tertiary basin configuration reconsidered. *Geodinamica Acta*, 3, 17-42.

- OLIVA-URCIA B., CASAS A.M., SOTO R., VILLALÁIN J.J. et KODAMA K. 2011. A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on magnetic fabric and brittle structures. *Geophys. J. Int.*, 184, 111-130.
- PAPA H. 1984. Contribution à l'étude géologique du Secondaire et du Tertiaire de la zone axiale des Pyrénées orientales (Amélie-les-Bains, Coustouges). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris 6, 158 p.
- PARISH M. 1984. A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology. *J. Struct. Geol.*, 6, 247-255.
- PEYBERNÈS B. et BILOTTE M. 1971. Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur le massif de Montgri (Province de Gérone, Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 107, 475-482.
- PEYBERNÈS B., MELINTE-DOBRIANESCU M.C. et FONDECAVE-WALLEZ M.-J. 2014. Découverte de nannofossiles calcaires paléocènes dans les brèches marines remplissant les paléokarsts du synclinal d'Amélie-les-Bains (couverture de la Haute-Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales, France). *Rev. Paléobio., Genève*, 33, 455-462.
- POBLET J. 1991. Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 604 p.
- PUIGDEFÀBREGAS C. et SOLER M. 1980. Cardona Permits. The Eocene. *Informe interno, Unión Explosivos Río Tinto* (inédito).
- PUIGDEFÀBREGAS C., MUÑOZ J. A. et MARZO M. 1986. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publis int. Assoc. Sediment.*, 8, 229-246.
- PUIGDEFÀBREGAS C., MUÑOZ J. A. et VERGÉS J. 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In: McCLAY K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman et Hall Pub., 247-254.
- PUIGDEFÀBREGAS C. et SOUQUET P. 1986. Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- PUJADAS J., CASAS J. M., MUÑOZ J. A. et SABAT F. 1989. Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, 195-206.
- RAMOS E., BUSQUETS P. et VERGÉS J. 2002. Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sedim. Geol.*, 146, 105-131.
- RÍOS L.M., BELTRAN F.J., LANAJA J.M. et MARIN F.J. 1979. Contribucion a la geologia de la Zona Axial Pyrenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 271-279.
- ROBERT J.F. 1980. Étude géologique et métallogénique du val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées catalanes. *Thèse Doct.*, Univ. Franche-Comté, 294 p.
- ROMÁN-BERDIEL T., CASAS A.M., OLIVA-URCIA B., PUEYO E.L., LIESA C. et SOTO R. 2006. The Variscan Millares granite (central Pyrenees): Pluton emplacement in a T fracture of a dextral shear zone. *Geodinamica Acta*, 19, 197-211.
- ROURE F. et CHOUKROUNE P. 1992. Apports des données sismiques ECORS à la géologie pyrénéenne: Structure crustale et évolution des Pyrénées. In: CARMEN HERNÁNDEZ LUCENDO M. (ed.), *Proyecto hispano-frances Ecos Pirineos*, Spec. Vol., 63-79.
- RUSHLOW C.R., BARNES J.B., EHLERS T.A. et VERGÉS J. 2013. Exhumation of the southern Pyrenean fold-thrust belt (Spain) from orogenic growth to decay. *Tectonics*, 32, 843-860.
- SAILLANT J.-P. 1982. La faille de Mérens (Pyrénées orientales). Microstructures et mylonites. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris 7, 291 p.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. et SOLÉ SABARÍS L. 1932. Nota geológica sobre el macizo cretácico de Torroella de Montgri. *Boll. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 32, 243-260.
- SANS M. 2003. From thrust tectonics to diapirism. The role of evaporites in the kinematic evolution of the eastern South Pyrenean front. *Geol. Acta*, 1, 239-259.
- SANTANACH P. 1972. Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, VII, 129-132.
- SANTANACH P. 1972. Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y Riu Ter. *Tesis Doct.*, Barcelona, 238 p.
- SANZ-LÓPEZ J., PERRET M.-F. et VACHARD D. 2006. Silurian to Mississippian series of the eastern Pyrenees (Spain), updated by conodonts, foraminifers and algae. *Geobios*, 39, 709-725.
- SAURA E. 2004. Anàlisi estructural de la zona de les Nogueres (Pirineus Centrals). *Tesi Doct.*, Univ. Autònoma, Barcelona.
- SAURA E. et TEIXELL A. 2006. Inversion of small basins: effects on structural variations at the leading edge of the Axial Zone antiformal stack (Southern Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.*, 28, 1909-1920.
- SÉGURET M. 1964. Sur le style en têtes plongeantes des structures pyrénéennes de la zone des Noguères (versant sud des Pyrénées centrales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259, 2895-2898.
- SÉGURET M. 1969. Contribution à l'étude de la tectonique sudpyrénéenne: sur le style et l'importance des déplacements vers le Sud des séries secondaire et tertiaire de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, 907-910.
- SÉGURET M. 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Pub. USTELA, Montpellier, Série Géol. Struct.*, 2, 162 p.
- SÉGURET M., DAIGNIÈRES M. et équipe profil ECORS Pyrénées. 1985. Coupes balancées d'échelle crustale des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, 341-345.
- SÉGURET M. et DAIGNIÈRES M. 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion. *Tectonophysics*, 129, 303-318.
- SÉGURET M. et VERGELY P. 1969. Sur le style en tête plongeante des structures pyrénéennes entre le Llobregat et le Ter. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, II, 1702-1705.
- SIBUET J.-C., SRIVASTAVA S.P. et SPARKMA, W. 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.*, 109, B08104.
- SOLÉ SABARÍS L. 1933. La geologia dels voltants de Figueres i la tectònica de l'Empordà. *Bull. Instit. Catal. Hist. Nat.*, 3, 250-257.
- SOLÉ SABARÍS L., FONTBOTÉ J.M., MASACHS V. et VIRGILI L. 1956. Continuidad de las Escamas de corrimiento del Ampurdan entre Figueras y el macizo de Montgri y edad de deformación. *Publ. Univ. Barcelona, Fac. Ciencias, Tomo homenajepóstumo al Dr. F. Pardiño Vaquer*, 145-152.
- SOLÉ SUGRAÑES L. 1973. Algunos aspectos de la tectónica del Prepirineo Oriental entre los ríos Segre y Llobregat. *Acta Geol. Hisp.*, 8, 81-89.
- SOLÉ SUGRAÑES L. 1978. Gravity and compressive nappes in the Central Southern Pyrenees (Spain). *Am. J. Sci.*, 278, 609-637.
- SOLÉ SUGRAÑES L. 1983. Discussion about the emplacement of some of the Southern Pyrenees nappes (Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 18, 47-53.
- SOLER D., TEIXELL A. et GARCÍA-SANSEGUNDO J. 1998. Amortissement latéral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 327, 699-704.
- SOLIVA J., PISTRE S., ARTHAUD F., BRUNEL M. et MALUSKI H. 1993. Alpine reactivation of late-Variscan shear zones in Eastern Pyrenees: ⁴⁰Ar-³⁹Ar mineral dating of Millas and St-Laurent granitoids. *Terra Nova*, 5, 395-396.
- SOUOLA J.-C. et BESSIÈRE G. 1980. Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 2, 69-74.
- SOUOLA J.-C., LAMOUREUX C., VIALARD P., BESSIÈRE G., DEBAT P. et FERRET B. 1986. The mylonites zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129, 115-147.
- SOUQUET P. et DEBROAS É. 1980. Tectogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *Mém. B.R.G.M.*, 107, 213-233.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M. et DEBROAS É.-J. 1977. La Chaîne Alpine des Pyrénées. *Géologie Alpine*, 53, 193-216.
- TEIXELL A. 1990. Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial zone. *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, 241-249.
- TEIXELL A. 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc., London*, 153, 301-310.
- TEIXELL A. 1998. Crustal budget and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 395-406.
- TEIXELL A. et GARCÍA-SANSEGUNDO J. 1995. Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 215-228.
- TEIXELL A. et MUÑOZ J.A. 2000. Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: Una síntesis basada en la transversal del Río Noguera Ribagorçana. *Rev. Soc. Geol. España*, 13, 251-264.
- TUGEND J., MANATSCHAL G., KUSZNIER N.J., MASINI E., MOHN G. et THINON I. 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems: insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay - Pyrenees. *Tectonics*, 33, 1239-1276.
- ULLASTRE J., DURAND-DELGA M. et MASRIERA A. 1987. Argumentos para establecer la estructura del sector del pico de Pedraforca a partir del análisis comparativo del Cretácico de este macizo con el de la región de Sallent (Pirineo catalán). *Bol. Geol. Min.*, 98, 3-22.
- ULLASTRE J. et MASRIERA A. 2004. Pedraforca: estratigrafía y estructura (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 12, 11-52.
- VERGELY P. 1970. Étude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées orientales entre le rio Llobregat et le rio Ter (Prov. de Barcelone et de Gerone, Espagne). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Montpellier, 60 p.
- VERGÉS J. et MARTÍNEZ A. 1988. Corte compensado del Pirineo oriental: Geometría de las cuencas de antepais y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. *Acta Geol. Hisp.*, 23, 95-105.
- VERGÉS J. et MUÑOZ J. A. 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 6, 265-271.
- VERGÉS J., MUÑOZ J. A. et MARTÍNEZ A. 1992. South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic level in thrust geometry. In: McCLAY K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman et Hall Pub., 255-264.
- VERGÉS J. 1993. Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 203 p.

- VERGÉS J., MILLÁN H., ROCA E., MUÑOZ J. A., MARZO M., CIRÉS J., DEN BEZEMER T., ZOETEMEIJER R. et CLOETINGH S. 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Petrol. Geol.*, 12, 893-915.
- VERGÉS J., MARZO M., SANTAELIÀRIA T., SERRA-KIEL J., BURBANK D.W., MUÑOZ J.A. et GIMENEZ-MONTSANT J. 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. In: MASCLE A., PUIGDEFÀBREGAS C., LUTERBACHER H.P. et FERNÁNDEZ M. (eds), Cenozoic Foreland Basins of Western Europe, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 134, 107-134.
- VERGÉS J. et GARCÍA-SENZ J. 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. In: KIEGLER P.A., CAVAZZA W., ROBERTSON A.H.F. et CRASQUIN-SOLEAU D. (eds), Peri-Téthys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, *Mém. Mus. Hist. Nat.*, 186, 187-212.
- VERGÉS J., FERNÁNDEZ M. et MARTÍNEZ A. 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn- and post-collisional evolution. *J. Virtual. Explorer*, 8, 57-76.
- VERGÉS J. 2003. Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: fallas del Segre y Pamplona. *Bol. Geol. Min.*, 114, 87-101.
- VERGÉS J. 2007. Drainage responses to oblique and lateral thrust ramps: a review. In: NICHOLS G., PAOLA C. et WILLIAMS E. (eds.), Sedimentary processes, environments and basins: a tribute to Peter Friend, *Int. Ass. Sed. Spec. Pub.*, 38, 29-47.
- VISSERS R.L.M. et MEIJER P.T. 2012. Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Sci. Rev.*, 110, 93-110.
- VISSERS R.L.M. et MEIJER P.T. 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees *Earth-Sci. Rev.*, 114, 61-83.
- WHITCHURCH A.L., CARTER A., SINCLAIR H.D., DULLER R.A., WHITTAKER A.C. et ALLEN P.A. 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *Am. J. Sci.*, 311, 442-482.
- WILLIAMS E.A., FORD M., VERGÉS J. et ARTONI A., 1998. Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, southeastern Pyrenees. In: MASCLE A., PUIGDEFÀBREGAS C., LUTERBACHER H.P. et FERNÁNDEZ M. (eds), Cenozoic Foreland Basins of Western Europe, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 134, 69-106.
- WILLIAMS G.D. 1985. Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 7, 11-17.
- WILLIAMS G.D. et FISHER M.W. 1984. A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3, 773-780.
- ZANDVLIET J., 1960. The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Med.*, 25, 1-127.
- ZWART H.J. 1979. The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 50, 1-74.
- ZWART H.J. 1986. The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 9-27.